

UNIVERSIDAD COMPLUTENSE DE MADRID
FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
Departamento de Petrología y Geoquímica



**EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL VARISCA DEL
SISTEMA CENTRAL EN SOMOSIERRA-HONRUBIA**

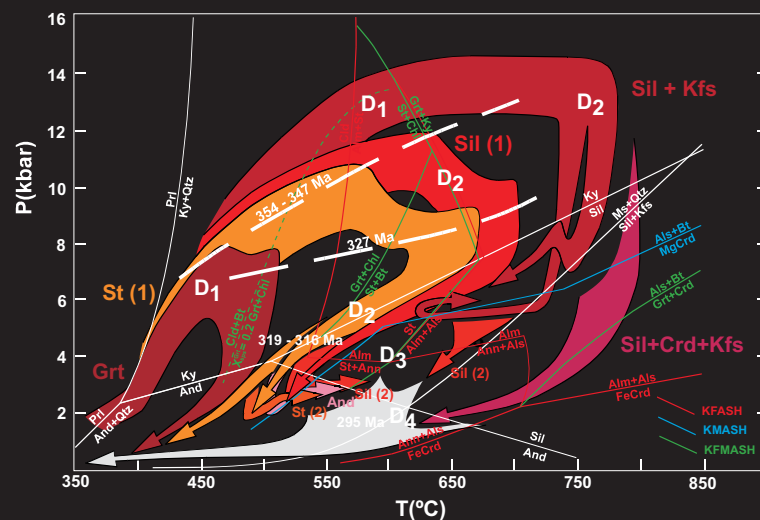
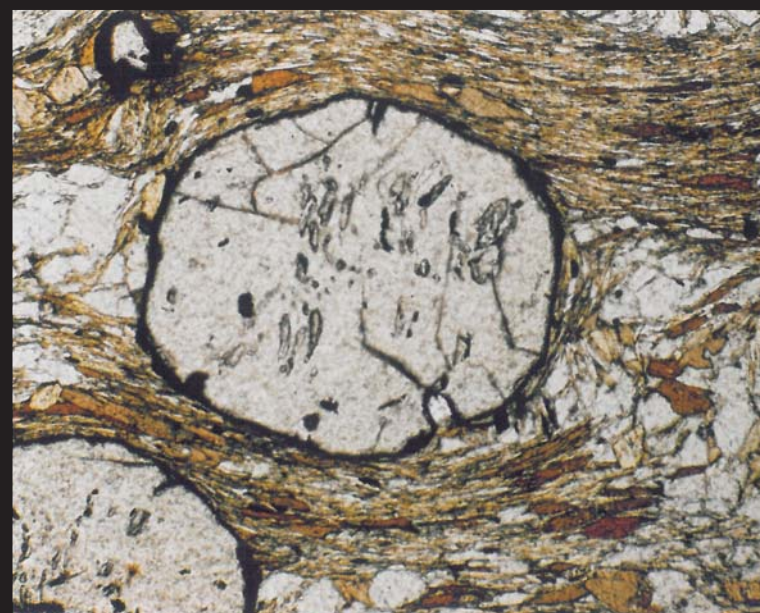
**MEMORIA PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR
PRESENTADA POR**

Francisco Javier Rubio Pascual

Bajo la dirección de los doctores

Ricardo Arenas Martín
José Ramón Martínez Catalán
Roberto Rodríguez Fernández

Madrid, 2013



Francisco Javier Rubio Pascual es licenciado en CC. Geológicas por la Universidad Complutense de Madrid desde 1989. Realizó su tesis de Licenciatura sobre la evolución tectonotermal de la Unidad de Santiago (Complejo de Ordenes) en 1992. Desde entonces ha trabajado para el Instituto Geológico de España, siendo Técnico superior especialista en su Área de Cartografía Geológica.

En esta Tesis Doctoral se aborda el estudio de una compleja sección de basamento, afectado por varios episodios de deformación y de recristalización metamórfica; desde el trabajo de campo y la descripción microestructural al análisis de las relaciones cartográficas y las relaciones microtexturales, la mineraloquímica de las fases minerales de las rocas pelíticas, el cálculo de las condiciones P-T y su correlación con las edades isotópicas obtenidas en fábricas deformativas.

Sobre los datos aportados, se propone un modelo de evolución radicalmente diferente a los modelos hasta ahora expuestos y que puede servir de ejemplo de la génesis y la evolución de un domo térmico en la raíz de una cadena de montañas.



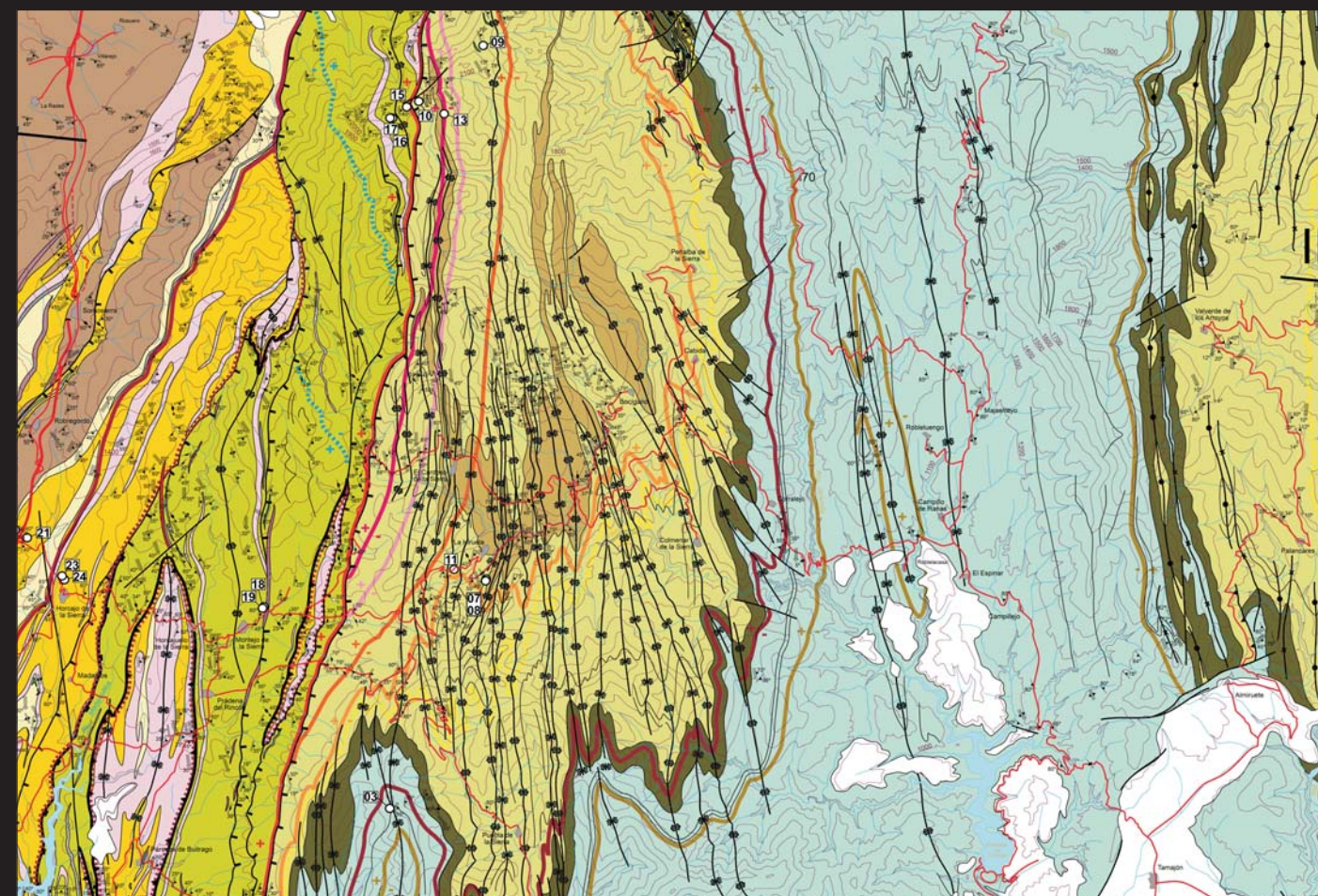
FRANCISCO
JAVIER
RUBIO
PASCUAL



FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS
DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA Y GEOQUÍMICA

EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL VARISCA DEL SISTEMA CENTRAL EN SOMOSIERRA-HONRUBIA

EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL VARISCA DEL SISTEMA CENTRAL EN SOMOSIERRA-HONRUBIA



FRANCISCO JAVIER RUBIO PASCUAL



FACULTAD DE CIENCIAS GEOLÓGICAS

**EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL VARISCA
DEL SISTEMA CENTRAL
EN SOMOSIERRA-HONRUBIA**

FRANCISCO JAVIER RUBIO PASCUAL

TESIS DOCTORAL
Madrid, 2012



Facultad de Ciencias Geológicas

**Evolución Tectonotermal Varisca
del Sistema Central
en Somosierra-Honrubia**

Francisco Javier Rubio Pascual

Memoria presentada para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid, julio de 2012

Tesis doctoral dirigida por los doctores Ricardo Arenas Martín, Catedrático del Departamento de Petrología y Geoquímica de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid; José Ramón Martínez Catalán, Catedrático del Departamento de Geología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Salamanca; y Roberto Rodríguez Fernández, Científico Titular del Instituto Geológico y Minero de España.

VºBº

VºBº

VºBº

Ricardo Arenas Martín

José Ramón Martínez Catalán

Roberto Rodríguez Fernández

“- He aquí los gneis. He aquí los micaesquistos. ¡Bueno! Pronto llegarán los terrenos de la época de transición, y entonces...

¿Qué quería decir el profesor? ¿Podía medir el espesor de la corteza terrestre suspendida sobre nuestras cabezas? ¿Poseía algún medio de hacer semejante cálculo?...”

J. Verne, *Viaje al centro de La Tierra*

A mi madre, donde esté.

A mi padre, donde está.

A María, donde estoy.

AGRADECIMIENTOS

Después de tanto tiempo trabajando en esta tesis, sois muchos a los que os debo el reconocimiento de haberme enseñado, ayudado, animado y soportado. Perdonadme todos aquellos a los que me haya podido dejar fuera de esta pequeña lista.

Es ineludible hablar aquí de los directores del trabajo, pero de verdad que sin la ayuda y el respaldo de Ricardo Arenas, José Ramón Martínez Catalán y Roberto Rodríguez, yo todavía estaría mareando la perdiz. Gracias Ricardo. Hace más de veinte años que sigo aprendiendo de tí —o eso me creo— y disfrutando del lujazo de tu amistad. Conocer y trabajar contigo es, sin duda, de lo mejor que me ha pasado en la vida. Gracias José Ramón, por la confianza que has depositado en mí. Sin tu ayuda aún no sabría diferenciar un pliegue de una caja de zapatos. Gracias Roberto, por apoyarme sin dudas y por hacer que sean fáciles las cosas difíciles.

Al resto de mis compañeros del IGME y sin embargo amigos: Ángel Martín-Serrano y Paco Nozal, excelentes geólogos y dos de las mejores personas que he tenido la suerte de encontrarme. Luismi Martín-Parra y Jerónimo Matas, jamás he disfrutado tanto trabajando en el campo como con vosotros, socios. Félix Bellido y Victorio Monteserín, otros dos generosos maestros. Alejandro Díez Montes, Emilio González Clavijo, Pablo Valverde, siempre una opinión enriquecedora. Fabio López, Manolo Montes, Santiago Martín Alfageme, Alejandro Robador, Alberto Díaz, Javier Escuder, Enrique Díaz..., da gusto trabajar y estar con vosotros. A Silvia Menéndez, camarada de angustias doctorales. ¡Gracias por tu apoyo!

A Pepe Tánago, otro lujo de mis primeros maestros. Sonia Sánchez Martínez y Jacobo Abati, mis buenos amigos de la Complutense. También Pedro Castiñeiras y Juan Gómez Barreiro. A todos os debo vuestra desinteresada ayuda y amistad, y siempre lo recordaré. A Jan Wijbrans, por su trabajo con la geocronología Argon-Argon y a Alfredo Fernández Larios por hacer que la microsonda produzca datos.

Y en un sitio muy especial, a Florentino Díaz García. Floro, hasta ahora no sabía lo mucho que me hubiera gustado que estuvieras hoy.

He tenido mucha suerte en todo este viaje largo y discontinuo. Sobre todo porque me ha permitido conoceros, aprender, crecer y también conocerme a mí mismo a través de vosotros. Muchas gracias.

Este trabajo ha sido evaluado por el Dr. José Ignacio Gil Ibarguchi y el Dr. Javier Fernández Suárez, a quienes agradezco enormemente su labor y sus comentarios.

El trabajo de campo, la analítica y la geocronología de este trabajo se han realizado gracias al proyecto del IGME *Cartografía Geológica de las Hojas del Mapa Geológico de España a Escala 1:200.000 de las Hojas núms.: 38 (Segovia), 45 (Madrid) y a escala 1:50.000 núm. 582 (Getafe); y elaboración del Mapa Geológico Digital a Escala 1:50.000 de las 32 Hojas de Estudio.*

RESUMEN

En los macizos de Somosierra y Honrubia se encuentra una sección cortical bastante completa de la Zona Centroibérica (ZCI), una de las más internas del orógeno varisco en el Macizo Ibérico. En esa sección afloran desde materiales profundamente transformados de las raíces orogénicas hasta niveles más superficiales con baja deformación y recristalización metamórfica. La parte central de la sección estudiada está ocupada por la Zona de Cizalla de Berzosa, un importante accidente dúctil extensional al que se superponen fases de plegamiento y otros accidentes extensionales dúctil-frágiles, como la Falla de Berzosa, que dificultan la reconstrucción de la estructura del área. Por otro lado, las etapas orogénicas iniciales de engrosamiento cortical han dejado pocas evidencias estructurales de importancia. A pesar de haber sido objeto de numerosos trabajos, en ocasiones con interpretaciones contrapuestas, persistían importantes interrogantes sobre la evolución tectonotermal del orógeno en el área.

El objetivo de este trabajo ha sido la caracterización de la evolución tectonotermal en la sección estudiada, lo que implica la cuantificación y edad de los procesos de engrosamiento y adelgazamiento cortical, así como los mecanismos que los han generado. Se ha estudiado especialmente el significado de la zona de cizalla dúctil extensional de Berzosa y su relación con otras estructuras importantes relacionadas, así como la naturaleza y cinemática de las mismas.

Aunque solo en la parte más alta de la sección se encuentran metasedimentos de edad conocida, se han podido distinguir de muro a techo tres unidades estructurales diferenciables por sus características litoestratigráficas, metamórficas y tectónicas. En cuanto a la edad de los materiales se ha intentado su correlación con series menos metamórficas y de edad mejor conocida aflorantes en otras áreas. La Unidad Inferior está formada por más de 6500 m de metasedimentos de probable edad Proterozoico superior en los que encajan grandes masas de ortogneises de edad Ordovícico Inferior. Los materiales están recristalizados a alta temperatura y baja presión, dando lugar en algunas litologías a fábricas migmatíticas bandeadas, pero hacia su techo predominan las fábricas miloníticas. Es aquí donde situamos la base de la Zona de Cizalla de Berzosa. La Unidad Intermedia está compuesta por algo más de 1500 m de metasedimentos del Proterozoico superior al Cámbrico inferior con algunos leucogneises del Ordovícico Inferior intercalados. Toda la unidad presenta una intensa fábrica de deformación dúctil que corresponde a la Zona de Cizalla de Berzosa, con indicadores cinemáticos que indican movimiento general de techo al SE. La Unidad Superior comprende unos 7500 m de formaciones cuya edad comprende del Ordovícico Inferior al Devónico Inferior. A su base e intercalándose con los sedimentos se encuentra una formación de gneises metavolcánicos del Ordovícico Inferior. La parte estructuralmente inferior de la unidad presenta una fábrica S_2 muy penetrativa que rápidamente va perdiendo intensidad hacia el techo, constituyendo el límite superior de la Zona de Cizalla de Berzosa. La fábrica principal por encima de la zona de cizalla corresponde a S_1 y es menos penetrativa e intensa.

El engrosamiento principal del área (D_1) habría empezado hace entre 354 y 347 Ma, de acuerdo con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en pizarras de la Unidad Superior. El enterramiento tuvo lugar bajo un gradiente Barroviense de presiones intermedias (23 °C/km), alcanzando valores superiores a los 7 kbar a nivel de la Cuarcita Armoricana. Se han citado presiones de 14 kbar en materiales correlacionables con la Unidad Inferior. Para alcanzar estas presiones fue necesaria una columna de materiales que es alrededor de 12 km superior al espesor de la estructura aflorante. Se deduce un 60% de engrosamiento inhomogéneo que pudo estar relacionado con el emplazamiento de una lámina alóctona que sería la continuación de los alóctonos del NW peninsular (cuyo emplazamiento ocurrió hace unos 342 Ma). Hace 327 Ma (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) todavía se mantenían las condiciones de P y T características de la deformación contractiva de D_1 en la Unidad Superior, pero en niveles más profundos comenzaba a actuar la zona de cizalla dúctil de D_2 . En un primer estadio el principal proceso fue de relajación térmica con importante calentamiento y ligera descompresión, compatible con una zona profunda de cizallamiento subhorizontal. La naturaleza sin- D_1 y sin- D_2 temprana de M_1 se deduce de las relaciones texturales de los porfidoblastos con respecto a las fábricas S_1 y S_2 , así como de los zonados de crecimiento conservados en granates de tipo A de la Unidad Superior y de la Unidad Intermedia. En las rocas pelíticas de la Unidad Superior se suceden de techo a muro las zonas de clorita, biotita, subzona de cloritoide, zonas de granate y estaurolita (1). En este momento el techo de la Unidad Intermedia también se encontraba en condiciones de la zona de estaurolita, mientras que el resto de ella y probablemente toda la Unidad Inferior se encontraban en condiciones de distena. En áreas más alejadas, tanto al E como al W del área de estudio, se encuentran las mismas zonas metamórficas afectando a niveles estructurales más bajos, lo que indica un mayor enterramiento D_1 en el eje Honrubia–El Cardoso que a sus flancos y una posible morfología en lengua NW–SE de la lámina alóctona. Las condiciones P–T calculadas mediante THERMOCALC son de 7.2 kbar a 494 °C a nivel de la Cuarcita Armoricana (zona M_1 del granate); 8.9 kbar a 658 °C para la zona de la estaurolita (1) y 9.4 kbar a 687 °C hacia la mitad de la Unidad Intermedia (zona M_1 de distena). El gradiente deducible en la zona de cizalla al final de M_1 es de 29 °C/km, ya próximo a condiciones de alta T y baja P.

A continuación, el funcionamiento sin- D_2 de la Zona de Cizalla de Berzosa fue fundamentalmente descompresivo y retrógrado (M_2), pudiendo continuar hasta hace 316 Ma (edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en esquistos de la Unidad Superior). Únicamente las rocas de la Unidad Inferior (zona de sillimanita + feldespato potásico) y de la parte más baja de la Unidad Intermedia (zona de sillimanita (1)) continuaron en condiciones de granate estable. Los perfiles químicos de este mineral muestran acusados zonados retrógrados por difusión en volumen (granates de tipo B) o se encuentran homogeneizados (granates de tipo C). La distena dejó de ser estable, siendo reemplazada por sillimanita. Incluso la parte más baja de la zona de estaurolita pasó a condiciones de sillimanita (1). En la Unidad Superior la estaurolita (1) siguió siendo estable aún a menor presión y su isograda asciende oblicuamente a la estructura, marcando una rampa inclinada unos 25° hacia el SE, que interpretamos como la pendiente frontal del levantamiento dómico de las raíces orogénicas durante la descompresión de D_2 . Las condiciones calculadas para rocas situadas hacia la base de la Unidad Inferior son aproximadamente 7.5 kbar y 746 °C, lo que supone un gradiente para el final de M_2 de

33 °C/Km. La rápida descompresión se registra en toda la sección cortical preservada, por lo que el mecanismo de denudación más probable es el deslizamiento hacia el NW de una cuña de material suprayacente, equiparable a la lámina alóctona previamente emplazada. La superposición de M_2 sobre M_1 es también más importante en el eje de Somosierra que hacia el E o hacia el W, donde sí se pueden encontrar rocas con distena estable.

El ascenso de las raíces orogénicas fue dando paso durante D_3 a un cierto engrosamiento compensatorio de la sección cortical adelgazada. Se formaron grandes pliegues erguidos de escala cartográfica que afectan a las isogradas de M_1 y M_2 . Además, el final de D_2 parece coincidir con el inicio del emplazamiento en niveles meso-catazonales de grandes masas de granitos sincinemáticos de dos micas, generados por la fusión parcial de niveles corticales infrayacentes durante la descompresión. El plegamiento de D_3 y el comienzo de la denudación gravitacional subsiguiente tuvieron lugar en condiciones de baja P y alta T y siguiendo una trayectoria inicial de calentamiento (M_3). En la Unidad Superior se delimitan a techo una zona de estaurolita (2) y una zona de andalucita, y a muro una zona de sillimanita (2). Los materiales de la Unidad Intermedia y toda la sección estudiada de la Unidad Inferior quedan en condiciones de sillimanita (2), aunque zonas inmediatamente más profundas se encuentran durante M_3 en condiciones de sillimanita + cordierita + feldespato potásico. La denudación gravitacional de las raíces orogénicas estuvo controlada por accidentes discretos, como la Falla de Berzosa y la Falla de Robregordo. Estas fallas cortan a todas las estructuras anteriores y delimitan un domo central de materiales de alto grado metamórfico (Unidad Inferior) rodeado al N, E y S por extensos afloramientos de la Unidad Superior. Su funcionamiento se inició en las condiciones de M_3 para evolucionar a retrógradas (M_4), terminando por actuar como accidentes frágiles.

Índice

1. INTRODUCCIÓN.....	19
2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA.....	21
3. ANTECEDENTES.....	23
4. MARCO GEOLÓGICO.....	29
5. UNIDADES TECTÓNICAS.....	33
Definición de las unidades tectónicas.....	34
Unidad Inferior.....	34
Unidad Intermedia	41
Unidad Superior	44
6. MARCO ESTRUCTURAL.....	51
Etapas de deformación	53
Etapas D ₁	54
Etapas D ₂	54
Etapas D ₃	58
Etapas D ₄ extensional	58
Etapas D ₄ y D ₅	61
7. GENERALIDADES DEL METAMORFISMO VARISCO.....	67
Estadios metamórficos	68
Estadio M ₁	68
Estadio M ₂	69
Estadio M ₃	70
Estadio M ₄	70
8. PETROGRAFÍA.....	71
Claves de clasificación textural	71
Clasificación textural de cloritas	71
Clasificación textural de biotitas	73
Clasificación textural de granates.....	75
Clasificación textural de estaurolitas	79

Características petrográficas de los materiales de la Unidad Inferior	84
Ortogneises glandulares	85
Leucogneises	88
Leucogneises con glándulas.....	88
Leucogneises metaplíticos	88
Leucogneises biotíticos bandeados.....	89
Paragneises cuarzofeldespáticos	89
Paragneises semipelíticos	90
Paragneises pelíticos	94
Metareniscas feldespáticas.....	96
Cuarцитas y conglomerados	97
Rocas de silicatos cálcicos	97
Mármoles.....	99
Leucogranitos con granate y turmalina	99
Aplo-pegmatitas deformadas.....	100
Características petrográficas de los materiales de la Unidad Intermedia.....	100
Esquistos y paragneises pelíticos y semipelíticos	103
Leucogneises	111
Leucogneises con glándulas.....	111
Leucogneises metaplíticos	113
Metareniscas feldespáticas.....	113
Areniscas y conglomerados	114
Cuarцитas grafitosas y cuarcitas impuras.....	115
Rocas de silicatos cálcicos	115
Aplo-pegmatitas deformadas.....	116
Venas con distena y/o andalucita y sillimanita.....	117
Características petrográficas de los materiales de la Unidad Superior.....	119
Esquistos, filitas y pizarras	121
Zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1).....	81
Zona M_1 del granate	128
Zona M_1 de la biotita.....	132
Zona M_1 de la clorita.....	135
Ortogneises macroglandulares	136
Leucogranitos deformados	139

Ortogneises micro y mesoglandulares.....	140
Metareniscas bitotítico-feldespáticas	141
Cuarcitas, areniscas y conglomerados	143
Rocas de silicatos cálcicos y cuarcitas anfibólicas.....	144
Venas con andalucita y andalucita/sillimanita.....	144
9. QUÍMICA MINERAL DE LAS ROCAS PELÍTICAS	147
Micas blancas.....	147
Cloritas	150
Cloritas tipo A	151
Cloritas tipo B.....	151
Cloritas tipo C.....	152
Biotitas	152
Biotitas tipo A.....	158
Biotitas tipo B	158
Cloritoides.....	159
Granates.....	159
Granates tipo A.....	160
Granates tipo B.....	163
Granates tipo C.....	165
Estaurolitas.....	167
Plagioclasas	169
Plagioclase tipo A	169
Plagioclase tipo B.....	170
Plagioclase tipo C	170
Turmalinas	172
Óxidos de Fe-Ti.....	174
Ilmenitas	174
Rutilos	175
10. CÁLCULO DE LAS CONDICIONES P-T.....	177
Cálculos con TWEEQU	179
Cálculos con THERMOCALC.....	182
Zona M_1 del granate	183
Zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1)	183
Zona M_2 de la sillimanita (1).....	184

Zona M ₂ de sillimanita + Kfs	184
Análisis de la estructura termal de la zona de cizallamiento dúctil sin-D ₂	185
11. EDAD DE LOS PROCESOS TECTONOMETAMÓRFICOS.....	187
Descripción de las muestras	188
Preparación de las muestras	191
Condiciones analíticas	191
Resultados.....	192
Interpretación.....	193
12. ANÁLISIS DE LAS TRAYECTORIAS P-T-t	201
13. MODELO DE EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL.....	207
La macroestructura de D ₁	207
La macroestructura de D ₂	214
La macroestructura de D ₃ y D ₄	219
14. CONCLUSIONES.....	221
15. BIBLIOGRAFÍA	225
ANEXOS.....	243

1. INTRODUCCIÓN

La Falla de Berzosa separa dos conjuntos de rocas bien diferenciados en cuanto a sus características litoestratigráficas y metamórficas. Al W de la falla aflora un conjunto de materiales metasedimentarios cuya edad probable abarca desde el Proterozoico superior al Cámbrico inferior, y que incluye esquistos, paragneises migmatíticos, areniscas feldespáticas, conglomerados, porfiroides ácidos, ortocuarcitas, cuarcitas anfibólicas y/o biotíticas, cuarcitas grafitosas, rocas de silicatos cálcicos (paranfibolitas) y mármoles; con cuerpos intercalados de ortogneises glandulares de probable origen plutónico o subvolcánico, leucogneises metagraníticos y algún raro nivel de rocas básicas (ortoanfibolitas). El grado metamórfico progresa de forma general de E a W, desde condiciones de grado medio (sillimanita I) a grado alto (sillimanita II) y hay cuerpos intrusivos variscos (plutón de La Cabrera).

Al E de la Falla de Berzosa aflora en cambio una potente serie de esquistos, filitas, pizarras y cuarcitas, con menor proporción de areniscas feldespáticas y rocas de silicatos cálcicos, ortogneises glandulares (volcánicos o subvolcánicos) y leucogneises metagraníticos, de edad paleozoica, en su mayor parte ordovícica, y cuyo grado metamórfico aumenta en términos generales de E a W, desde condiciones de grado bajo (clorita) a grado medio (sillimanita I). En este bloque oriental no existen cuerpos intrusivos variscos de importancia.

La Falla de Berzosa constituye, pues, un accidente de notable importancia por las marcadas diferencias entre los bloques que separa, y sobre cuyo funcionamiento se ha debatido mucho. Hasta los años 80, fue interpretada como un cabalgamiento del bloque occidental de alto grado (el Dominio Central del Guadarrama) sobre el bloque oriental de menor grado metamórfico (Dominio Oriental), posteriormente invertido por una fase posterior de deformación (D_3). Esta inversión por rotación del accidente era necesaria para explicar la disposición actual de la estructura, que presenta una inclinación hacia el E, al tiempo que no alteraba la interpretación cinemática, puesto que los sentidos de movimiento relativo de un bloque respecto al otro no variaban. El modelo era consistente con el momento del conocimiento geológico general, previo a las descripciones sistemáticas, en la literatura científica, de accidentes dúctiles extensionales en ambientes orogénicos, y también con las observaciones que se estaban realizando en otras zonas más externas del Macizo Varisco Ibérico, según las cuales existían tres episodios de deformación principales, todos ellos compresivos: un episodio D_1 que generaba grandes pliegues tumbados vergentes al E, con una esquistosidad de plano axial asociada; un episodio D_2 que producía cabalgamientos en la base de alguno de estos pliegues como progresión de la deformación por cizalla, adelgazando sus flancos inversos y desarrollando una segunda esquistosidad que cortaba a la primera; y una última fase importante de plegamiento, D_3 , con una esquistosidad de crenulación asociada que en el área del Sistema Central tenía una disposición retrovergente, es decir, hacia el W.

Esta disposición retrovergente posibilitaba la inversión de estructuras previas, de modo que accidentes originalmente vergentes al E, tales como la rampa de un cabalgamiento, podrían rotar hasta invertir la posición relativa de los bloques superior e inferior. Naturalmente, esta interpretación estructural presentaba un problema con la evolución metamórfica, ya que 1) el metamorfismo Barroviense debería ser anterior al cabalgamiento, puesto que el accidente producía un salto metamórfico, 2) se interpretaba el cambio hacia un gradiente de menor presión precisamente como consecuencia del cabalgamiento y 3) la zonación metamórfica también debiera aparecer invertida en el bloque cabalgante.

La naturaleza de la Falla de Berzosa, sin-metamórfica o post-metamórfica, fue largamente debatida en los años 80. Para los defensores del carácter sin-metamórfico del accidente, la presencia de venas de cuarzo con distena y/o andalucita en la zona de cizalla constituía una prueba de la importancia de la recrystalización asociada a esta estructura, mientras que para los partidarios de su carácter post-metamórfico el desarrollo de microestructuras dúctil-frágiles tipo ECC y el salto metamórfico asociado a la estructura, constituían pruebas de su naturaleza tardía y extensional.

En los años 90, diversos trabajos combinan ambas evidencias. Así, en el trabajo de Macaya et al. (1991) se interpretan dos estructuras diferentes: una ancha banda de cizalla dúctil, contemporánea con el apilamiento profundo hacia el E de láminas de ortogneises y metasedimentos, que despegaría la cobertera epi-mesozonal deslizándola también hacia el E, impidiendo que ésta se involucrara en la tectónica de cabalgamientos, y tras una fase de plegamiento retrovergente llegaría el desarrollo de fallas tardías. Otras interpretaciones las relacionan atribuyendo un funcionamiento prolongado a la estructura, que comenzaría funcionando como una zona de cizalla dúctil sin-metamórfica para evolucionar a un comportamiento dúctil-frágil, más frío, con desarrollo de estructuras más discretas de tipo despegue que serían las responsables de los saltos metamórficos (Escuder Viruete et al., 1998).

En la realización de este trabajo, el análisis conjunto de los datos petrográficos, cartográficos y termobarométricos indica que en realidad hay dos series de accidentes extensionales cuyo funcionamiento está separado en el tiempo y que la evolución tectonometamórfica de las rocas depende de su posición en detalle con respecto a estos accidentes, pudiendo llegar a registrar otros tantos pulsos de calentamiento-enfriamiento a lo largo del proceso orogénico.

2. OBJETIVOS Y METODOLOGÍA

El objetivo principal con que nació este trabajo de investigación fue la caracterización de la evolución tectonotermal de una sección cortical bastante completa del Orógeno Varisco en el Sistema Central Español (SCE). Esta sección comprende desde zonas profundas, que alcanzaron condiciones de fusión parcial, hasta niveles someros en condiciones de recrystalización metamórfica de la zona de la clorita. Para ello se escogió el área de la Zona de Cizalla de Berzosa (en adelante ZCB) y su probable prolongación hacia el NW en el Macizo de Honrubia. La zona principal de estudio comprende una franja de unos 42 km de ancho en el sector de enlace entre los Dominios Central y Oriental de la Sierra del Guadarrama, más el pequeño afloramiento de Honrubia. En esta franja queda incluida la propia ZCB y una porción suficiente de los dos bloques que el accidente separa.

La metodología empleada puede ser resumida en la siguiente relación de actividades:

1. Estado del conocimiento: Recopilación y estudio de las fuentes bibliográficas regionales centradas en el estudio de los aspectos relacionados con el objetivo de la tesis, especialmente con la ZCB y su definición según los diferentes autores.
2. Cartografía geológica: Reconocimiento de materiales, revisión de las cartografías existentes con elaboración propia donde fue considerado necesario, recogida de muestras, datos y observaciones. Definición de unidades estructurales, de acuerdo con sus diferentes historias tectonometamórficas.
3. Petrografía: Estudio de las relaciones blastesis-deformación. Clasificación en tipologías texturales de los principales minerales índice. Caracterización metamórfica de las asociaciones AFM de las rocas pelíticas y elaboración de mapas de zonas metamórficas en la zona de estudio y en un área regional más amplia del Sistema Central Español; para ello se utilizaron las muestras propias y las del fondo documental del plan MAGNA, pertenecientes al IGME.
4. Análisis de la zoneografía metamórfica: Correlación entre tectónica y metamorfismo desde el análisis petrográfico de las relaciones microestructurales a las relaciones a escala cartográfica.
5. Mineraloquímica y termobarometría: Selección de muestras. Realización de análisis por microsonda electrónica. Estudio mineraloquímico y termobarométrico. Elaboración e interpretación de los datos.
6. Geocronología: Recogida de muestras para geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en las rocas pelíticas de bajo grado metamórfico. Estudio petrográfico. Análisis por microsonda de las micas blancas de las muestras. Obtención de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 10 muestras seleccionadas. Interpretación de las edades.
7. Integración de los datos y discusión de los mismos. Propuesta de un modelo de evolución tectonotermal.

3. ANTECEDENTES

El área de estudio se sitúa geográficamente en el macizo de Somosierra, en la región centro-oriental del Sistema Central, e incluye también el bloque de basamento varisco que aflora más al N, correspondiente a la Sierra de Honrubia-Pradales. Esta zona queda comprendida en las Hojas del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50000 números 375 (Maderuelo), 403 (Fuentelcésped), 431 (Sepúlveda), 432 (Riaza), 458 (Prádena), 459 (Tamajón), 484 (Buitrago del Lozoya) y 485 (Valdepeñas de La Sierra).

Los primeros trabajos sobre la geología del basamento de la zona datan del s. XIX y se deben a Prado (1864), Palacios (1879), Castel (1880), Cortázar (1881), Mac-Pherson (1883) y Mallada (1895, 1896); lógicamente son bastante descriptivos, pero en ellos ya se apuntan discusiones petrológicas y estratigráficas sobre el origen de los materiales. Son semejantes los trabajos realizados durante la primera mitad del s. XX, destacando el de Lotze (1929), pero es a partir de los años 50 cuando se produce una proliferación de aportaciones, especialmente por parte de autores holandeses y alemanes, que tratan ya temas más específicos. Así, Waard (1950) y Heim (1952) tratan sobre aspectos petrológicos, mientras que Parga et al. (1964), Sommer (1965) y Schäfer (1969) describen aspectos estratigráficos. También por esta época se publican las primeras cartografías geológicas del área por San Miguel de La Cámara (1952 y 1955), Febrel et al. (1958) y Fuster y Febrel (1959).

Sin embargo, la gran explosión de interés por la geología de esta zona tiene lugar durante los años 70 y 80, fundamentalmente por parte de investigadores españoles y en menor cantidad franceses. González Casado (1987a) agrupa estos trabajos en dos líneas principales. La primera, de carácter tectonoestratigráfico, incluye los trabajos de Bard et al. (1970 y 1971), Fernández Casals y Capote (1970, 1971), Babín (1971), Soers (1972), Bischoff et al. (1973), Fernández Casals (1974, 1976 y 1979), González Lodeiro (1980, 1981a, 1981b y 1981c), Capote et al. (1981a), Martín Escorza (1981), González Lodeiro (1983), González Casado et al. (1984), Capote (1985), Fernández Casals y Gutiérrez Marco (1985), Gil Toja et al. (1985), Martín Escorza (1988), González Lodeiro et al. (1988b). La segunda tiene un carácter petrológico, y dentro de ella hay que destacar los trabajos de Aparicio y García Cacho (1970), Fuster y García Cacho (1970 y 1971), Bard et al. (1971 y 1972) y García Cacho (1973). A estos últimos hay que añadir los de Fuster et al. (1974), López Ruíz et al. (1975), Arenas (1979), Arenas et al. (1980 y 1982), López Ramos (1980), Bellido (1980), Casquet y Fernández Casals (1981), Tornos (1981), Aparicio y García Cacho (1982) y Casquet y Navidad (1985) sobre metamorfismo y Capdevila et al. (1973), Aparicio et al. (1973 y 1975), Navidad (1975, 1978a, 1978b y 1979), Bellido (1979), Bellido y Barrera (1979), Vialette et al. (1981), Aparicio et al. (1983), Villaseca (1985) y Wildberg et al. (1989) sobre petrogénesis o sobre geocronología de las rocas ígneas, tanto variscas como pre-variscas. Otros estudios de la zona abarcan de forma integrada los aspectos estructurales y los petrológicos, como los de Álvaro et al. (1981), Bellido et al. (1981), Capote et al. (1981b, 1981c y 1982), González Casado (1982, 1987a, 1987b y 1987c) y González Casado y Casquet (1987, 1988a y 1988b).

Durante los años 80 se realizaron además buena parte de las cartografías geológicas MAGNA del Sistema Central, aunque muchas de ellas no serían publicadas hasta los años 90. Así aparecen los mapas de Portero et al. (1990), Azor et al. (1991a), Arenas et al. (1991a y 1991b) y Bellido et al. (1991). Al comienzo de la década se realiza también un interesante trabajo de síntesis del estado del conocimiento del Orógeno Varisco Ibérico en Dallmeyer y Martínez García (eds., 1990), incluyendo aspectos estratigráficos (San José et al., 1990; Gutiérrez Marco et al., 1990), estructurales (Díez Balda et al., 1990), y de petrología ígnea (Ugidos, 1990) y metamórfica (Martínez et al., 1990) de la Zona Centroibérica (ZCI). A lo largo de estos años se siguieron realizando Hojas MAGNA de la zona y nuevas publicaciones. Sobre aspectos de la geología estructural del área cabe mencionar los de Macaya et al. (1991), Azor et al. (1991b), Doblas (1991), Fernández Rodríguez (1991 y 1992), Doblas et al. (1994a y 1994b) y Hernáiz Huerta et al. (1996), y con contenido petrológico y/o geocronológico, los de Arenas et al. (1991c), Valverde-Vaquero et al. (1995 y 1996), Escuder Viruete et al. (1996 y 1998), Valverde-Vaquero (1997) y Valverde-Vaquero y Dunning (1997).

Algunos trabajos más han ido apareciendo a partir del año 2000, por ejemplo Barbero y Villaseca (2000) y Villaseca et al. (2002), sobre petrología y termobarometría de algunas rocas retroeclogíticas del Sistema Central. Valverde-Vaquero y Dunning (2000) y Montero et al. (2007) sobre geocronología U-Pb y $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de ortogneises del Ordovícico Inferior en este sector del Dominio del Olló de Sapo; Villaseca y Ubanell (2005) sobre petrología ígnea de algunos tipos de ortogneises de Somosierra y su evolución metamórfica, además de la publicación de las cartografías geológicas MAGNA de Hernáiz Huerta et al. (2005a y 2005b), buena parte de cuyos datos e interpretaciones ya estaban recogidas en sus trabajos publicados en la década de los noventa.

En el libro sobre Geología de España (Vera, ed., 2004) se hace una buena revisión del estado de la cuestión en cuanto a estratigrafía del Dominio del Olló de Sapo (González Lodeiro et al., 2004a; Díez Montes et al., 2004; Martínez Catalán et al., 2004a y Martínez Catalán y González Clavijo, 2004) o su estructura (Martínez Catalán et al., 2004b); así como sobre la estratigrafía del Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico (Rodríguez Alonso et al., 2004; Díez Balda et al., 2004; Martínez Poyatos et al., 2004a) o la evolución estructural y metamórfica de la ZCI (González Lodeiro et al., 2004b; Martínez Poyatos et al., 2004b y Escuder Viruete et al., 2004).

A lo largo de este proceso histórico y dependiendo de los autores, dos grandes estructuras o grupos de estructuras, uno dúctil y otro más frágil, han sido denominados a veces con el topónimo de Berzosa, y una misma estructura ha recibido distintos nombres. Por ello, parece útil introducir en este punto una aclaración sobre qué nombre, cuando lo ha habido, se ha utilizado para estas estructuras y qué relación entre ellas se les ha atribuido en los principales trabajos, así como fijar qué términos se usarán en adelante en este estudio.

- Fernández Casals (1976) llama Zona de Cizalla a una importante estructura dúctil con una componente senestra, cuyo desarrollo sería sincrónico con la fase de plegamiento regional retrovergente (equivalente a D_3 y/o a D_4). Otra zona de cizalla similar pero no tan importante es situada por la misma autora en la zona del río Madarquillos. Efectivamente, paralelamente a la Falla de Berzosa se encuentra una banda N-S de estructuras S-C con relaciones aparentemente

- senestras-inversas de techo hacia el WNW, pero que probablemente forman parte del mismo accidente.
- Capote et al. (1977) por primera vez y luego Fernández Casals (1979), González Lodeiro (1981a) y Capote et al. (1981a), denominan Falla de Berzosa a un accidente dúctil sin-fase 2 a post-fase 2 de tipo cabalgamiento, tanto en el sector de Honrubia como en el de Berzosa. Igual carácter se da a otro accidente descrito en el Macizo de Honrubia, la Falla de Honrubia.
 - Arenas et al. (1982) usan tanto Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza como Falla de Berzosa-Riaza para un accidente dúctil de segunda fase, sinmetamórfico, de tipo cabalgamiento. Describen además un rejuego tardío cuyo bloque hundido sería el occidental. Hay que destacar este punto, pues en adelante, la mayoría de los autores refieren sólo rejuegos tardíos cuyo bloque hundido será el oriental y porque parece describir estructuras semejantes a las de Fernández Casals (1976).
 - González Casado et al. (1984) llaman Falla de Berzosa y Falla de Honrubia a dos accidentes dúctiles de segunda fase, con funcionamiento como cabalgamientos y esencialmente postmetamórficos, ya que estrechan o hacen desaparecer zonas metamórficas.
 - Casquet y Navidad (1985) utilizan Zona de Cizalla de Berzosa para el accidente dúctil sin-fase 2 de acuerdo con la interpretación de Capote et al. (1977) y Capote et al. (1981a).
 - González Casado (1987a), y González Casado y Casquet (1988a y 1988b) denominan Zona de Cizalla de Berzosa-Honrubia o Zona de Cizalla de Berzosa a un accidente dúctil de segunda fase de deformación (F_2), sinmetamórfico, de dirección NW-SE entre Honrubia y Riaza y N-S en el resto de su recorrido (de Riaza a Berzosa del Lozoya), cuya zona de máxima deformación presenta una anchura que varía entre 1 y 2 km y al que se atribuye un funcionamiento como cabalgamiento. El trazado central de esta zona es denominado plano límite de bloques y en ocasiones Falla de Berzosa. Por otro lado, se describe una zona de cizalla dúctil-frágil distensiva o zona de cizalla normal, con inclinación hacia el E, correspondiente a una deformación probablemente posterior a sus fases compresivas F_3 y F_4 y que coincide con la zona de mayor deformación de la Zona de Cizalla Dúctil de Berzosa, actuando como un rejuego de la misma.
 - González Lodeiro et al. (1988b) denominan Falla de Berzosa únicamente al accidente, esencialmente frágil, de dirección N-S y movimiento normal con componente de desgarre dextro. La falla es posterior a los pliegues de F_3 , a los cuales corta. Igualmente hacen Macaya et al. (1991) y Azor et al. (1991a), quienes además de la Falla de Berzosa describen otro accidente tardío, la Falla de Robregordo, de similares características pero trazado NE-SW, ambas posteriores a la zona de cizalla dúctil subhorizontal de 2-3 km de espesor que constituye la macroestructura de F_2 .
 - Escuder Viruete et al. (1998) denominan Zona de Cizalla de Berzosa-Riaza a una ancha zona de cizalla dúctil extensional sin- D_2 , responsable de una intensa recrystalización metamórfica en la zona y *Detachment* del Cervunal a una estrecha zona de deformación dúctil-frágil de bajo grado, sin- D_2 tardía, que correspondería al trazado de lo que se venía denominando Falla de Berzosa. Además, describen un segundo accidente dúctil-frágil, paralelo al anterior y de iguales

características, al que denominan *Detachment* de Montejo. Los accidentes dúctil-frágiles corresponderían a la evolución tardía, posterior a los eventos metamórficos principales, del accidente dúctil extensional principal, en un proceso denudativo continuo del que se elimina la etapa de pliegues F_3 o D_3 , cuyas estructuras también relacionan genéticamente con D_2 .

En resumen, desde las primeras descripciones en 1976 y 1977, hasta 1988, se usaron casi indistintamente los términos Zona de Cizalla de Berzosa y Falla de Berzosa para la zona de cizalla dúctil sin-fase 2, aún mencionándose la existencia de rejuegos tardíos. A partir de 1988 se separan claramente las denominaciones, Zona de Cizalla de Berzosa para el accidente dúctil sin-fase 2 y Falla de Berzosa para el accidente tardío post-fase 3, salvo otras denominaciones nuevas introducidas (*Detachment* del Cervunal). En este trabajo se utilizará básicamente esta terminología, con algunas modificaciones:

- Zona de cizalla sin-fase 2: Se trata de una ancha banda de materiales orto y paraderivados afectados por deformación de cizalla sin- D_2 , sinmetamórfica con respecto a los episodios principales de recristalización, que aparece plegada por fases posteriores (fundamentalmente D_3) separando un dominio más profundo cuya fábrica principal es una foliación gneísica o gneísico-migmatítica, bandeada, que consideramos también sin- D_2 , de un dominio más superficial que conserva una fábrica esquistosa sin-fase D_1 . Su cinemática es de movimiento de techo hacia el SE.

Dentro de la zona de cizalla aparecen estrechos corredores en los que la deformación por cizalla simple es más intensa y localizada, desarrollándose fábricas miloníticas. Es frecuente que coincidan con contactos entre cuerpos de distinto comportamiento reológico, pero no siempre. El movimiento a lo largo de estos corredores es de techo al SE y aparecen también plegados por la tercera fase de deformación. A veces dan lugar a saltos metamórficos sustractivos. En la cartografía de este trabajo se han representado como despegues sin- D_2 algunos de ellos: en el Macizo de Honrubia se localizan la banda milonítica de la Falla de Honrubia y el despegue que afecta al ortogneis glandular en su flanco inverso (probablemente es el mismo accidente plegado); en el área de El Cardoso se encuentra el despegue plegado que deja en su núcleo (bloque levantado) al Gneis de Riaza y algunos metasedimentos preordovícicos; al N de Montejo de la Sierra otro accidente plegado separa un núcleo con ortogneises y paragneises migmatíticos de rocas más frías suprayacentes.

Otros corredores de deformación dieron lugar a la duplicación de materiales, incluso a saltos metamórficos invertidos. Su sentido de movimiento es hacia el E o SE y pueden interpretarse como cabalgamientos tardíos, pero pre- D_3 ya que aparecen plegados, o bien tratarse de rampas frontales de láminas gravitacionales (estarían relacionados con las estructuras discretas anteriores). De este tipo de estructuras se han representado en el mapa los cabalgamientos basales de los *klippen* de la Sierra de Horcajo y de Nazaret (que probablemente también corresponden ambos a un único accidente).

- Fallas o despegues post-fase 3 (D_4 extensional): Los principales accidentes de este tipo son la Falla de Berzosa, el Despegue o *Detachment* de Montejo, la Falla de Madarcos-Gandullas, la

Falla de Robregordo y otros accidentes dúctil-frágiles tardíos de tipo normal o dextro-normal (techo al SE o ESE). Dan lugar a los principales saltos metamórficos. Su trazado es complejo, son de oblicuos a ligeramente oblicuos a las estructuras de tercera fase, a las cuales cortan. También presentan relaciones de corte entre ellas, siendo las más occidentales o internas, de direcciones NE-SW o algo curvas hacia N-S, más antiguas, y las situadas más hacia el E, de dirección N-S, más modernas. El alto ángulo de los accidentes y el hecho de que al nivel de exhumación actual sean observables relaciones de corte entre ellos, indica que probablemente sus trazados visibles corresponden a tramos superficiales de fallas con morfologías lístricas. Son correlacionables con otras estructuras del Sistema Central. Las situadas hacia el WNW (Falla de Santa María La Real de Nieva y Falla de la Cruz de Hierro) tienen dirección NE-SW y sentido de movimiento de techo hacia el NW, y las situadas hacia el SW (Banda Milonítica de Toledo, Falla de Santa María de La Alameda) tienen dirección WNW-ESE y movimiento de techo hacia el SE o S; por tanto y en conjunto, delimitan un área elevada, aproximadamente triangular o en media luna, en cuyo núcleo afloran rocas de alto grado.

4. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio (Figura 1) se enmarca dentro de la Zona Centroibérica de Julivert et al. (1972), aunque en esta división, heredando la previa de Lotze (1945), los autores situaban el límite entre Zona Centroibérica (Galaico-Castellana) y Zona Asturoccidental-leonesa precisamente en este área.

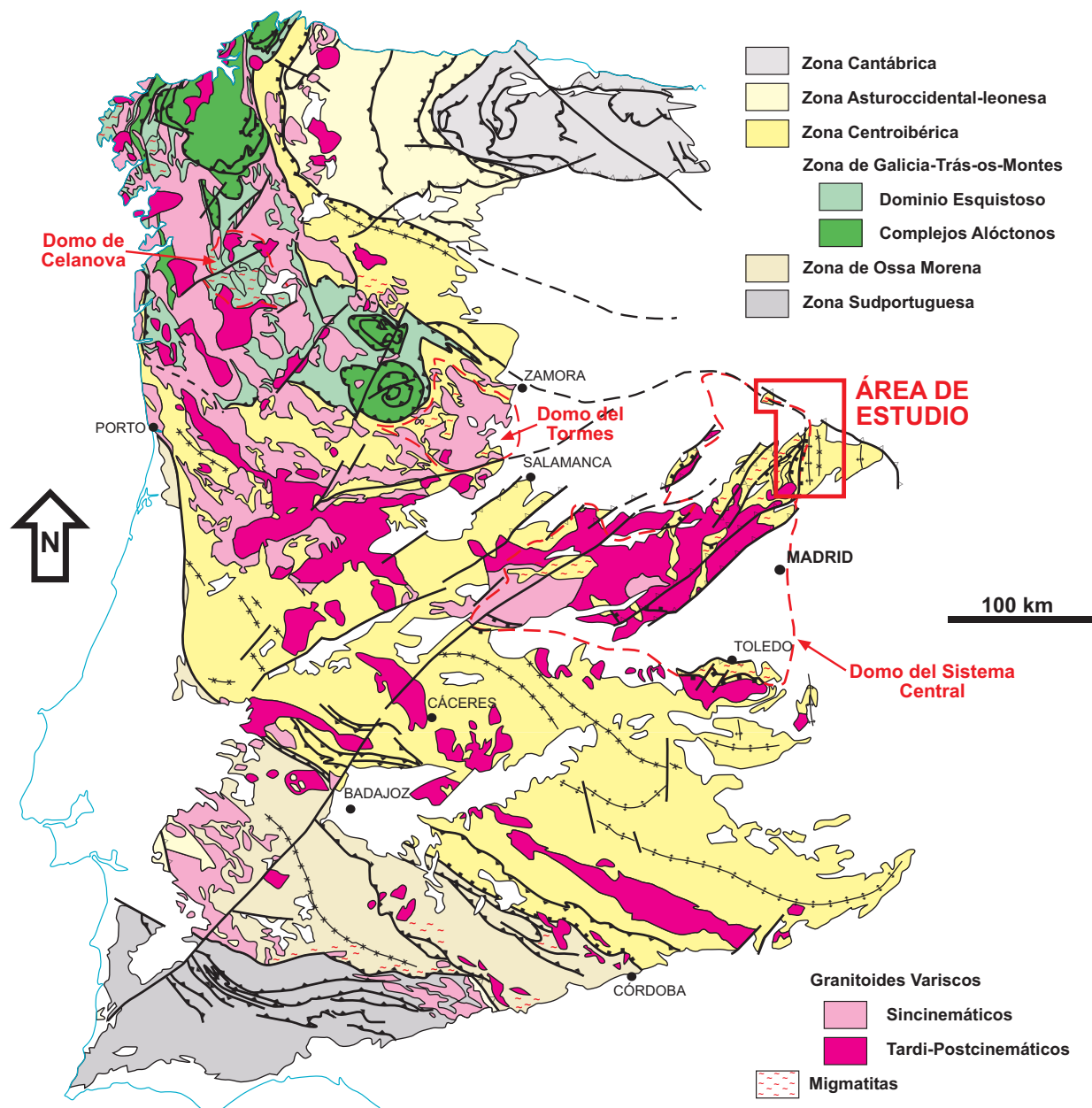


Figura 1: Esquema de situación de la zona de estudio en el Macizo Varisco Ibérico, con representación aproximada de algunos de los principales domos térmicos de la Zona Centroibérica.

Esta interpretación se basaba en las diferencias estratigráficas, metamórficas y de extensión del plutonismo que se operarían de E a W. El límite se situaba sobre la traza axial del Antiforme del Olló de Sapo en el NW, siguiendo sobre el Macizo de Honrubia y sobre el Antiforme de Hiendelaencina más al SE. Posteriormente Capote et al. (1977) colocarían este límite en la Falla de Berzosa, manteniéndose en diversos trabajos posteriores hasta que Bellido et al. (1981) introducen una subdivisión en tres dominios para el área del Sistema Central, teniendo en cuenta fundamentalmente las diferencias en grado metamórfico y en la extensión de las intrusiones de granitoides hercínicos, pero todos ellos incluidos en la Zona Centroibérica (Figura 2). Esta subdivisión es similar a la introducida por Capote et al. (1982) de grandes complejos estructurales:

- Dominio Oriental o Complejo de Somosierra-Ayllón, al E de la Falla de Berzosa-Riaza, caracterizado por el predominio de series ordovícicas, un extenso metamorfismo de grado bajo (llega a grado medio), la existencia de sedimentos pérmicos y la ausencia de manifestaciones plutónicas hercínicas en superficie.
- Dominio Central o Complejo de Guadarrama, entre la Falla de Berzosa-Riaza y el macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, al que incluiría, caracterizado por la ausencia de afloramientos de metasedimentos ordovícicos, un metamorfismo regional en condiciones de grado medio y alto y la presencia de extensas masas de granitoides hercínicos.
- Dominio Occidental o Complejo de Gredos, desde los macizos metamórficos de Ojos Albos y La Cañada-Cebreros hasta los de la Sierra de Gredos, en los que pueden volver a aparecer metasedimentos ordovícicos, aunque los materiales pre-ordovícicos son los mejor representados. El grado metamórfico es muy variable y la extensión de granitoides hercínicos muy notable.

Algo más tarde, Gutiérrez Marco et al. (1984) constatan que en efecto toda el área pertenecería a la Zona Centroibérica, dada la semejanza de las faunas encontradas a ambos lados.

En el trabajo de Díez Balda et al. (1990), y a partir del análisis macroestructural de la Zona Centroibérica, los dominios Central y Oriental del Sistema Central se incluyen en el Dominio de los Pliegues Recumbentes, equivaliendo aproximadamente este dominio al Dominio del Olló de Sapo (Azor et al., 1992) más la parte adyacente del Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico, mientras que hacia el SW, el Dominio Occidental del Sistema Central quedaría dentro del Dominio de los pliegues verticales. Una zona ésta última con escasos afloramientos de ortogneises glandulares y vulcanitas ácidas que pudieran ser correlacionados con el Olló de Sapo, y con extensos afloramientos de materiales precámbrico-cámbricos del Complejo Esquisto-grauváquico. En cambio, en Martínez Catalán et al. (2004a) se vuelve a situar el límite entre los Dominios del Olló de Sapo y del Complejo Esquisto-grauváquico en la Falla de Berzosa, ya que más al W de esta estructura no se encuentran afloramientos del Olló de Sapo en su posición estratigráfica y empiezan a aparecer materiales del Complejo Esquisto-grauváquico reconocibles como tales.

En cualquier caso, en casi todo el Dominio Central no afloran series ordovícicas para poder especificar si está presente o no el vulcanismo del Ordovícico Inferior. Sin embargo, las grandes masas de granitoides pre-variscos del Guadarrama (ordovícicos según las dataciones existentes)

constituyen una característica diferencial con respecto al Dominio del Complejo Esquistograuváquico y probablemente existe una relación de proximidad espacial entre ambas manifestaciones del magmatismo del Cámbrico terminal-Ordovícico Inferior.

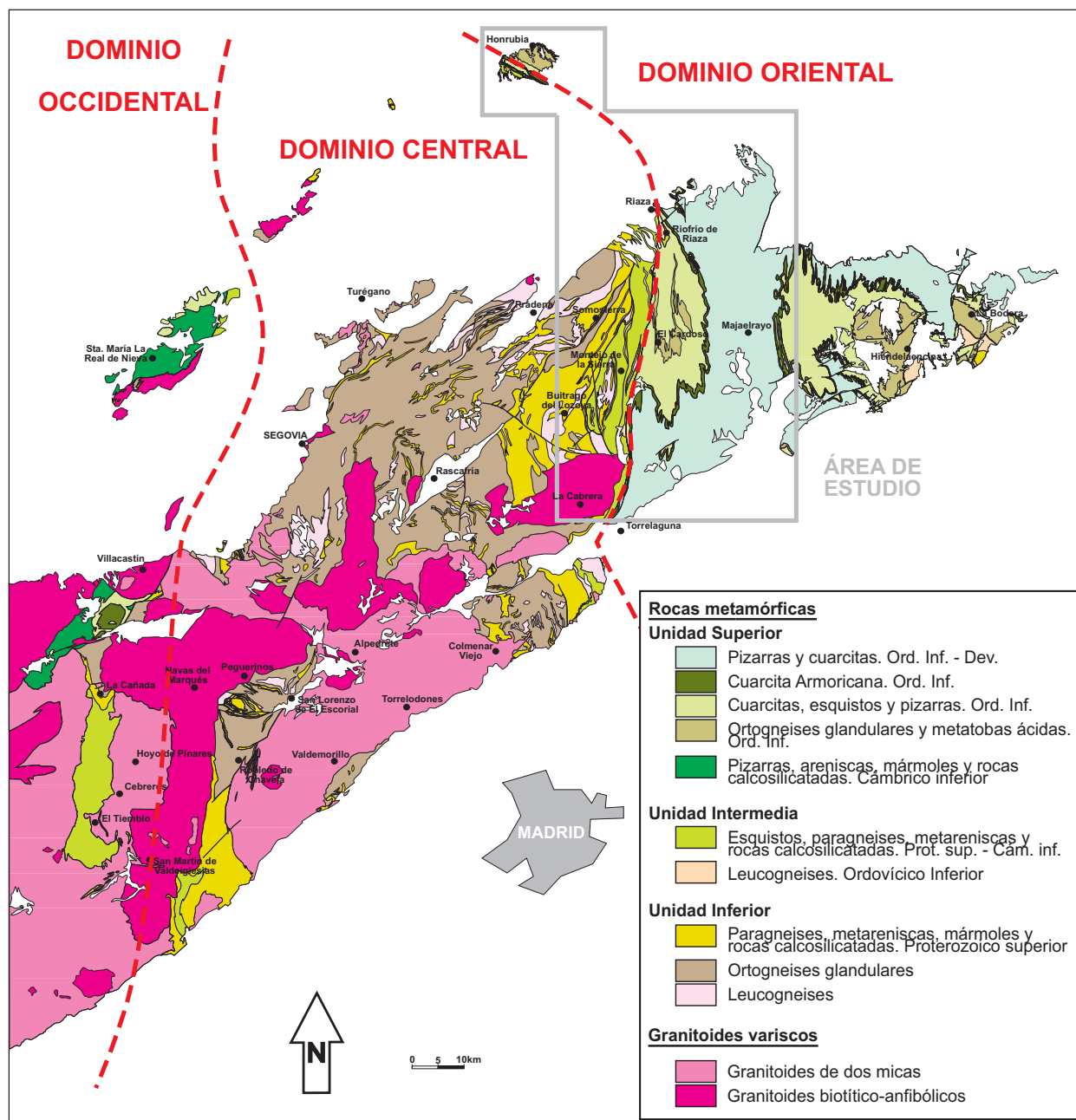


Figura 2: Esquema cartográfico mostrando los límites de los dominios del Sistema Central (división de Bellido et al., 1981) y el área de estudio.

5. UNIDADES TECTÓNICAS

El objetivo de este trabajo de investigación, definido como el estudio de la evolución tectonotermal de la sección cortical que aflora en Somosierra y Honrubia, incluyendo la Zona de Cizalla de Berzosa, requiere de un cierto control estratigráfico que permita evaluar los espesores de las series y las variaciones regionales de sus condiciones metamórficas. Este conocimiento está bien asentado regionalmente para los materiales del Ordovícico y más modernos, pero es muy reducido para los materiales del Proterozoico y Cámbrico, fundamentalmente a causa de la complejidad estructural de las zonas más profundas, su intensa deformación y su fuerte transformación metamórfica, que llega a las condiciones de fusión parcial en extensas zonas. Más adelante se ha intentado correlacionar estos materiales con las series menos transformadas metamórficamente y estratigráficamente mejor conocidas que afloran en otras áreas, como el S de Salamanca, Montes de Toledo o el Domo Extremeño, pero a efectos de reconstruir la historia tectonotermal de los materiales es necesario recurrir a un sistema de clasificación no estrictamente estratigráfico sino más petrológico-estructural.

Por ejemplo, en los trabajos de Macaya (1983) y Macaya et al. (1991) se asumía la existencia de dos grandes unidades estratigráficas. Los ortogneises del Sistema Central configuraban un nivel de reología comparable a la de un basamento cristalino, que cabalgaba mediante corredores de cizalla sobre una unidad de metasedimentos suprayacentes, formando una estructura del tipo apilamiento antiformal. En realidad, las fábricas observables, inclusive las miloníticas ligadas a esos corredores de cizalla, son en su mayoría descompresivas y los ortogneises, que en buena parte proceden de granitos de edad Cámbrico terminal-Ordovícico Inferior, pueden estar encajando en distintos niveles dejando sedimentos pre-ordovícicos entre los macizos intrusivos, por lo que resulta difícilmente demostrable tal estructura de apilamiento.

En este capítulo se procede a una clasificación de los materiales orto- y paraderivados en conjuntos de identidad a los que denominaremos unidades tectónicas, más adecuado que la terminología estratigráfica de formaciones. Podemos definir una unidad tectónica como un conjunto de litologías variadas, desde para- a ortoderivadas, de edades también distintas y en muchos casos imprecisas, pero que comparten una posición tectónica y unas características estructurales y metamórficas comunes que discriminan a la agrupación de materiales respecto a otros conjuntos, de los que además quedan separados por accidentes tectónicos mayores.

Podría esperarse que los niveles estratigráficos aparecieran duplicados en distintas posiciones de la columna de materiales como consecuencia del engrosamiento orogénico. Si existen tales duplicaciones no parecen ser de gran entidad. Al contrario, la posición de algunos niveles característicos como las capas de mármoles del Sistema Central, o la Cuarcita Armoricana y otras formaciones paleozoicas, siempre dentro de la misma unidad tectónica, parece indicar que las posibles duplicaciones no produjeron saltos estratigráficos de gran importancia, aunque haya que tener en cuenta el *telescoping* producido por el adelgazamiento posterior de los materiales.

Definición de las unidades tectónicas

Los materiales aflorantes en la zona de estudio comprenden rocas metasedimentarias cuya edad va desde un probable Proterozoico superior-Cámbrico inferior, en los niveles más profundos, a un Silúrico bien datado en los más someros, llegando hasta el Devónico Inferior en áreas próximas. El incremento en el grado metamórfico que opera hacia las zonas profundas hace que, al contrario que en las series ordovícicas y silúricas bien representadas al E de la Falla de Berzosa, al W de esta estructura las unidades cartográficas sean grandes conjuntos que incluyen cuerpos litológicos más o menos específicos (tanto sedimentarios como ígneos pre-variscos) y caracterizables por su estructura y condiciones metamórficas. En realidad, la separación de tres unidades con distintas características tectónicas, estratigráficas o lito-estratigráficas y metamórficas, parece responder a la existencia de dos niveles principales de despegue singulares dentro de la amplia banda de cizalla extensional sin-D₂ de Berzosa-Riaza.

Unidad Inferior

Está formada por un conjunto de más de 6500 m de materiales metasedimentarios probablemente del Proterozoico superior y los cuerpos intrusivos ígneos pre-variscos que encajan en ellos. Una columna sintética de los materiales se refleja en la Figura 3 (ver ANEXOS). Es aproximadamente equivalente a la Fm. Morcuera de Fernández Casals (1974) y, en parte, a la Serie Fémica Heterogénea o Serie Inferior de Bellido et al. (1981), como puede observarse en la Figura 4. Los materiales aflorantes más profundos son ortogneises macroglandulares, leucogneises variablemente glandulares y paragneises (Lámina I).

Los materiales ortoderivados parecen ser intrusivos, algunos de ellos datados mediante U-Pb como del Cámbrico terminal-Ordovícico Inferior, que encajan en los metasedimentos pre-ordovícicos o en otros metagranitos (477 ± 4 Ma para el gneis macroglandular de La Morcuera; $488 +10/-8$ Ma para las facies macroglandulares del Gneis de Buitrago, $482 +14/-11$ Ma para una vena aplítica encajante y $482 +9/-8$ Ma para un leucogneis asociado, todas en Valverde-Vaquero y Dunning, 2000). Sin embargo, también existen referencias de granitoides de edades cadomienses más al W (Zeck et al., 2004) y aún quedan por datar la mayor parte de los ortogneises del Sistema Central.

En cuanto a los metasedimentos, y atendiendo al posible protolito, los paragneises pueden ser de tres tipos principales: cuarzo-feldespáticos (Lámina IIa-c), semipelíticos (Lámina IIId) y pelíticos (Lámina IIIa). Los paragneises cuarzo-feldespáticos y los semipelíticos presentan fábricas bandeadas de naturaleza migmatítica, presentando los cuarzo-feldespáticos una escasa fracción melanocrata. El bandeo estromático de los paragneises semipelíticos es menos espaciado y frecuentemente aparece estirado por la deformación progresiva en condiciones ya no migmatíticas. Los paragneises pelíticos son mineralógicamente de composición biotítico-sillimanítica, mucho más oscuros y presentan fábricas de apariencia esquistosa. En realidad la fábrica de los paragneises biotítico-sillimaníticos corresponde a una foliación milonítica de alta temperatura. Los paragneises intercalan niveles de cuarcitas, conglomerados (Lámina IIIb), areniscas feldespáticas, mármoles dolomíticos (Lámina IIIc) y rocas de silicatos cálcicos (Lámina IIId) en distintas posiciones de la columna de la unidad.

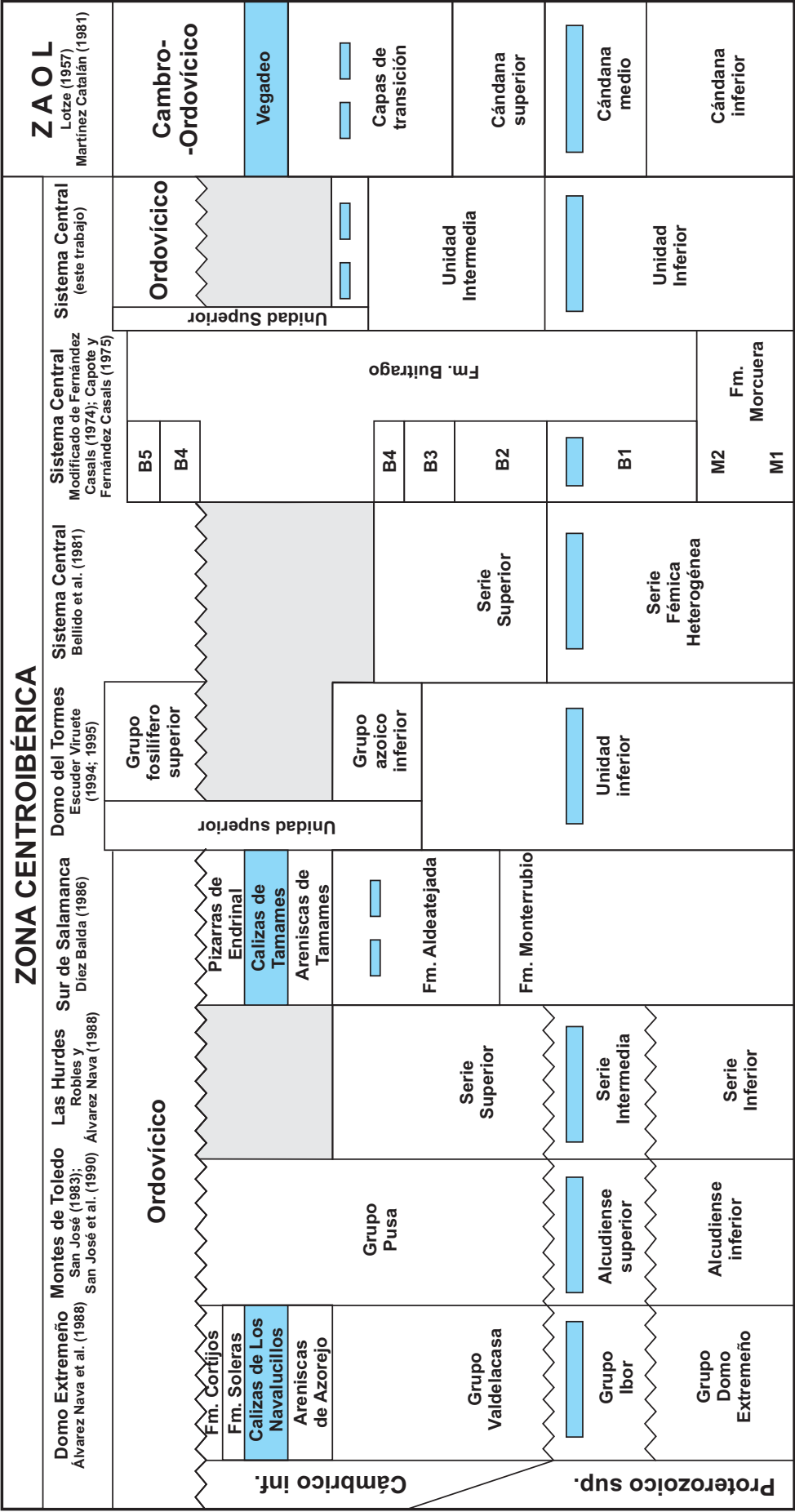


Figura 4: Correlación esquemática entre varias divisiones estratigráficas para el Proterozoico superior y Cámbrico del norte de la Zona Centroibérica, incluyendo la utilizada en este trabajo, y de la Zona Asturoccidental-leonesa (ZAOL). En azul, los principales niveles carbonatados.

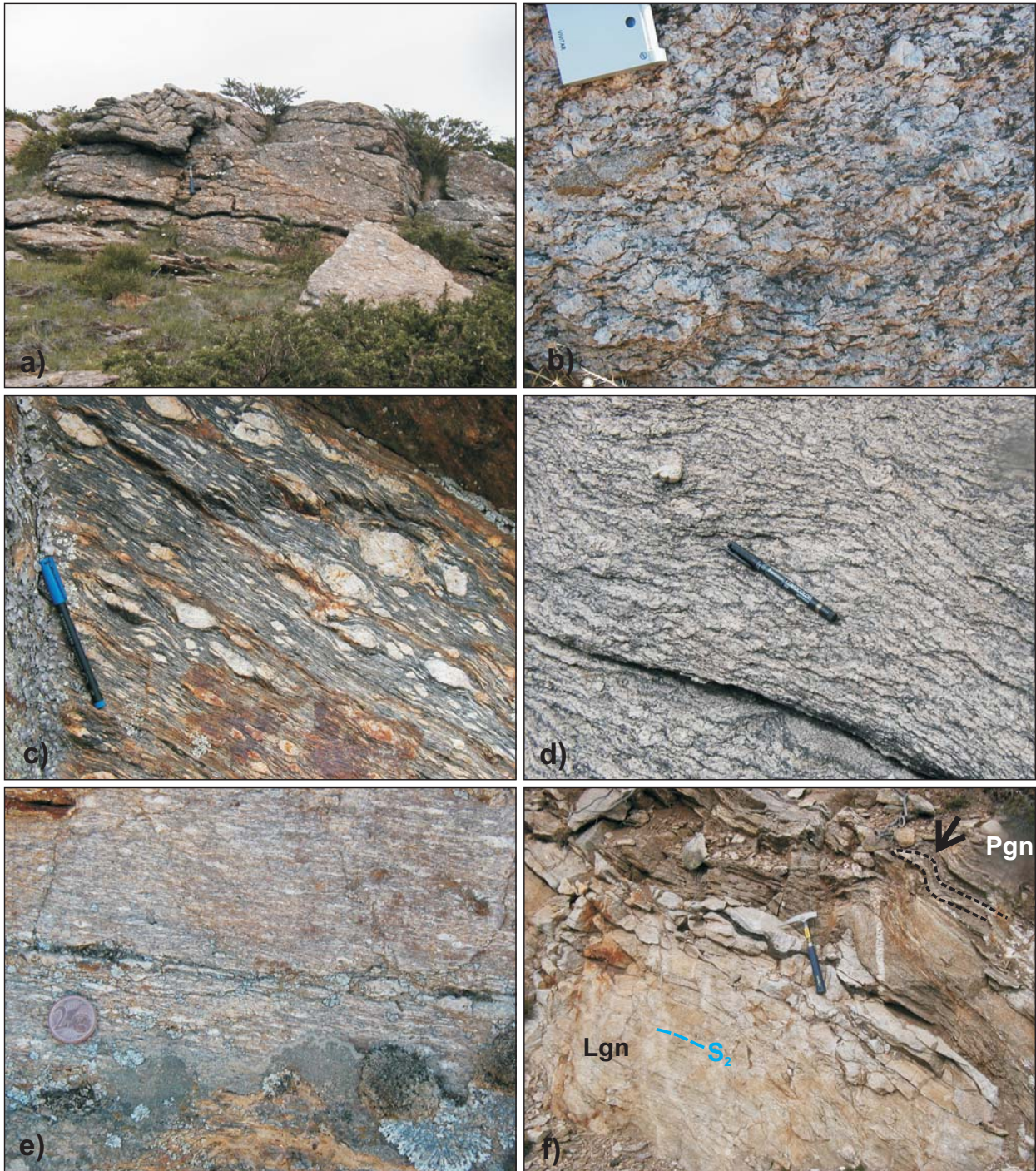


Lámina I: Ortogneises de la Unidad Inferior: a) Ortogneises macroglandulares mesocratos. Pico Tres Provincias, Somosierra. b) Ortogneis glandular mesocrato. La fábrica migmatítica es paralela a S_2 . Somosierra. c) Ortogneis glandular melanocrato muy deformado, con S_2 protomilonítica. Macizo de El Escorial. d) Leucogneis con glándulas de Kfs y bandeo migmatítico. Manjirón. e) Leucogneis glandular intensamente deformado por el cizallamiento de D_2 en condiciones de fusión parcial. Gneis de Nazaret. f) Contacto paralelo a S_2 entre leucogneises meta-aplíticos migmatizados (Lgn) y paragneises semipelíticos migmatíticos (Pgn) de la Unidad Inferior. La flecha indica un pequeño pliegue intrafoliar. Sierra de Horcajo.



Lámina II: Litologías de la Unidad Inferior: a) Bandeado migmatítico (S2) en paragneises cuarzofeldespáticos. Parte de la roca es una masa diatexitica parcialmente movilizada hacia techo. Buitrago del Lozoya. b) Gruesos granates de textura cribosa en paragneises migmatíticos cuarzofeldespáticos. En su interior conservan relictos de distena. Probablemente se trata de una zona de cizallamiento temprano, en condiciones de elevada presión y alta temperatura. Pico Tres Provincias. c) Detalle de los granates de la imagen anterior. d) Paragneises semipelíticos de la base del Klippe de la Sierra de Horcajo. El bandeado migmatítico está fuertemente estirado y adelgazado. Embalse de Puentes Viejas. e) Capas de areniscas feldespáticas sin fundir en paragneises semipelíticos migmatizados. Embalse de Puentes Viejas. f) Detalle de las metareniscas de la imagen anterior.

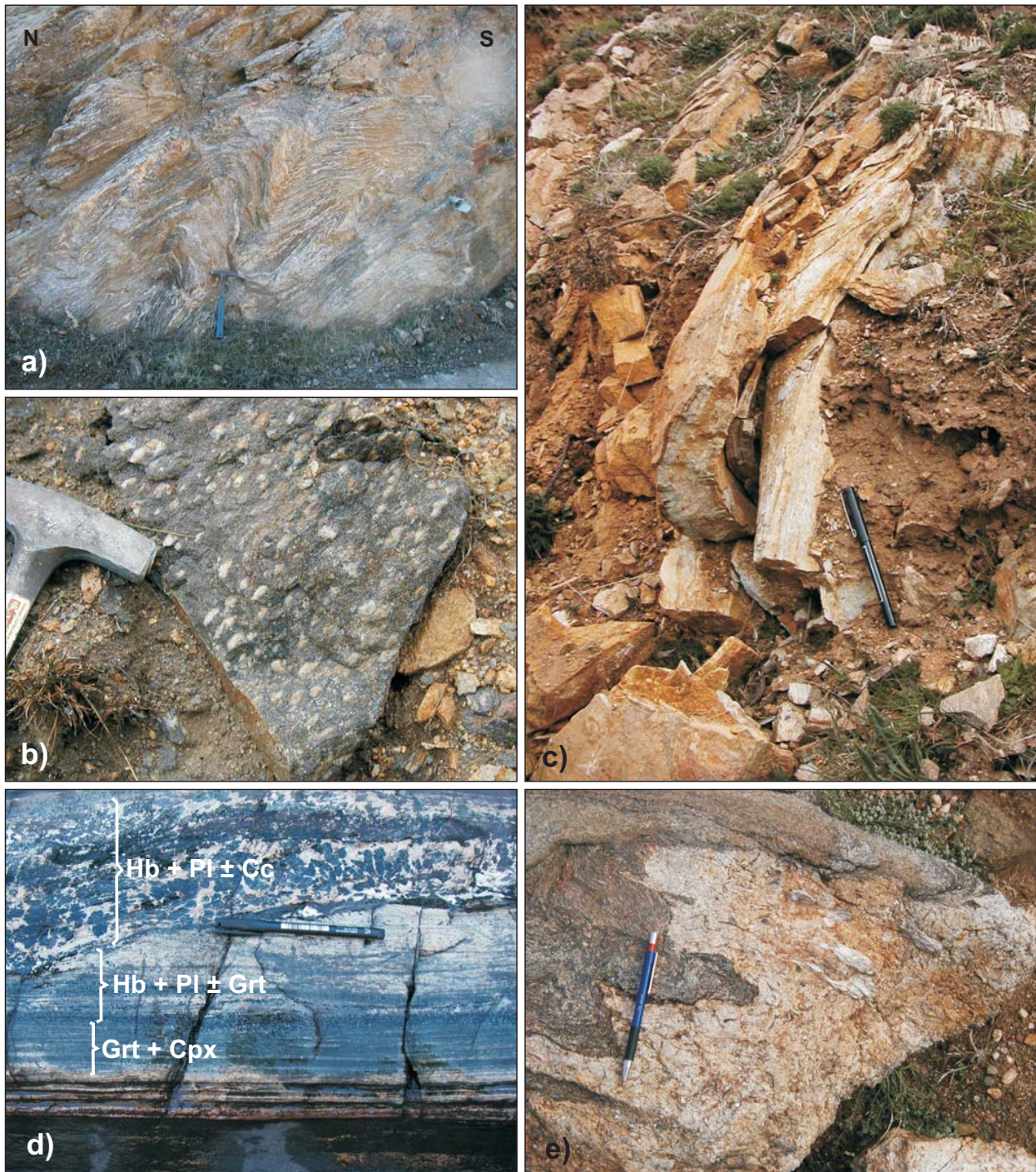


Lámina III: Litologías de la Unidad Inferior: a) Paragneises pelíticos afectados por pliegues D3 erguidos, vergentes al SW. Al NW de Horcajo de la Sierra. b) Nivel de conglomerados con cantos de cuarzo. Puerto de Somosierra. c) Capas de mármol entre los paragneises de la Unidad Inferior. Peña del Oso, Somosierra. d) Roca de silicatos cálcicos. Se aprecia una zona verde y rosa finamente bandeada, compuesta principalmente por granate y clinopiroxeno, que recrystaliza a hornblenda, plagioclasa y granate de mayor tamaño. Los bordes del cuerpo se encuentran transformados a un agregado de grano grueso o muy grueso de hornblenda, plagioclasa y calcita. Embalse de El Villar. e) Vena pegmatítica con sillimanita. Tanto la vena y los nódulos de sillimanita, como el paragneis encajante, se encuentran deformados a alta temperatura por D3. Techo de la Unidad Inferior en el embalse de Puentes Viejas.

En materiales correlacionables pero fuera del área de estudio también pueden aparecer pequeños cuerpos de metabasitas (anfíbolitas y retroeclogitas/retrogranulitas de alta presión) a distintas alturas de la serie. Son frecuentes las venas aplo-pegmatíticas y pegmatíticas con sillimanita (Lámina IIIe).

Los metasedimentos de la Unidad Inferior son estructuralmente los más bajos de los aflorantes en el área (Figura 5) y son correlacionables con los que aparecen en otros macizos metamórficos del Sistema Central: en Hiendelaencina la Fm. Angón (González Lodeiro, 1980), extensamente en el Macizo del Escorial-Villa del Prado, en El Caloco y al N del Macizo de La Cañada-Cebreros (Figura 2).

Esta columna litológica guarda cierta similitud con los materiales del Cámbrico inferior-Neoproterozoico aflorantes en el área al S de Salamanca. En esta zona, donde las rocas han sufrido un metamorfismo de menor intensidad, Díez Balda (1980, 1986) describe dos formaciones: a muro la Fm. Monterrubio, formada por conglomerados, cuarcitas, areniscas a veces feldespáticas, porfíroides ácidos y pizarras; sobre ella y en aparente continuidad, se encuentra la Fm. Aldeatejada, de pizarras con alguna intercalación arenosa hacia la base y niveles de mármoles y calcoesquistos a techo.

La Fm. Monterrubio y buena parte de la Fm. Aldeatejada son de edad Proterozoico superior a Cámbrico inferior, de acuerdo con la presencia del metazoo *cloudina*, característico del límite Precámbrico-Cámbrico, en niveles altos de la Fm Aldeatejada (Oczlon y Díez Balda, 1992; Díez Balda y Vegas, 1992) y de su posición por debajo de las formaciones Areniscas de Tamames y Calizas de Tamames (Díez Balda 1980, 1986) de edad Cámbrico inferior sobre la base de la presencia de arqueociatos y de trilobites de esa edad, respectivamente (Perejón, 1972; Zamarreño y Perejón 1976).

En el área del N de Extremadura y Montes de Toledo (Figura 4), Robles y Álvarez Nava (1988), y Álvarez Nava et al. (1988) describen igualmente una sucesión formada por una Serie Inferior pelítico-grauváquica y conglomerática, de edad precámbrica (Grupo Domo Extremeño, Alcudiense inferior o Complejo Esquisto-grauváquico s.s.), una Serie Intermedia carbonatada también precámbrica (Grupo Ibor o Alcudiense superior) y una Serie Superior (parte inferior del Grupo Pusa) de composición pizarroso-conglomerática, con un tramo detrítico-carbonatado situado a su base, que para algunos autores corresponde a la discordancia Cadomiense y para otros se debe a variaciones glacio-eustáticas. Esta Serie Superior tendría una edad transicional Proterozoico superior-Cámbrico inferior de acuerdo con su contenido en icnofósiles y sería correlacionable con el conjunto Monterrubio, Aldeatejada y los correspondientes niveles detríticos y carbonatados del Cámbrico inferior datado (Areniscas de Azorejo y Calizas de Navalucillos) a su techo. De este modo, los materiales de la Unidad Inferior serían correlacionables con las Series Inferior e Intermedia y posiblemente la parte baja de la Serie Superior.

Hacia el NE, es también posible correlacionar los materiales del SCE con la Serie de Cándana (Lotze, 1957) de la Zona Asturoccidental-leonesa. La serie cuarzofeldespática, semipelítica, pelítica y carbonatada de la Unidad Inferior sería correlacionable con el conjunto detrítico grosero de la Serie de Cándana Inferior más la Serie del Cándana Medio, con pizarras que incluyen los niveles de calizas, dolomías y magnesitas de la Caliza de Cándana. La edad de la Fm. Cándana, que queda

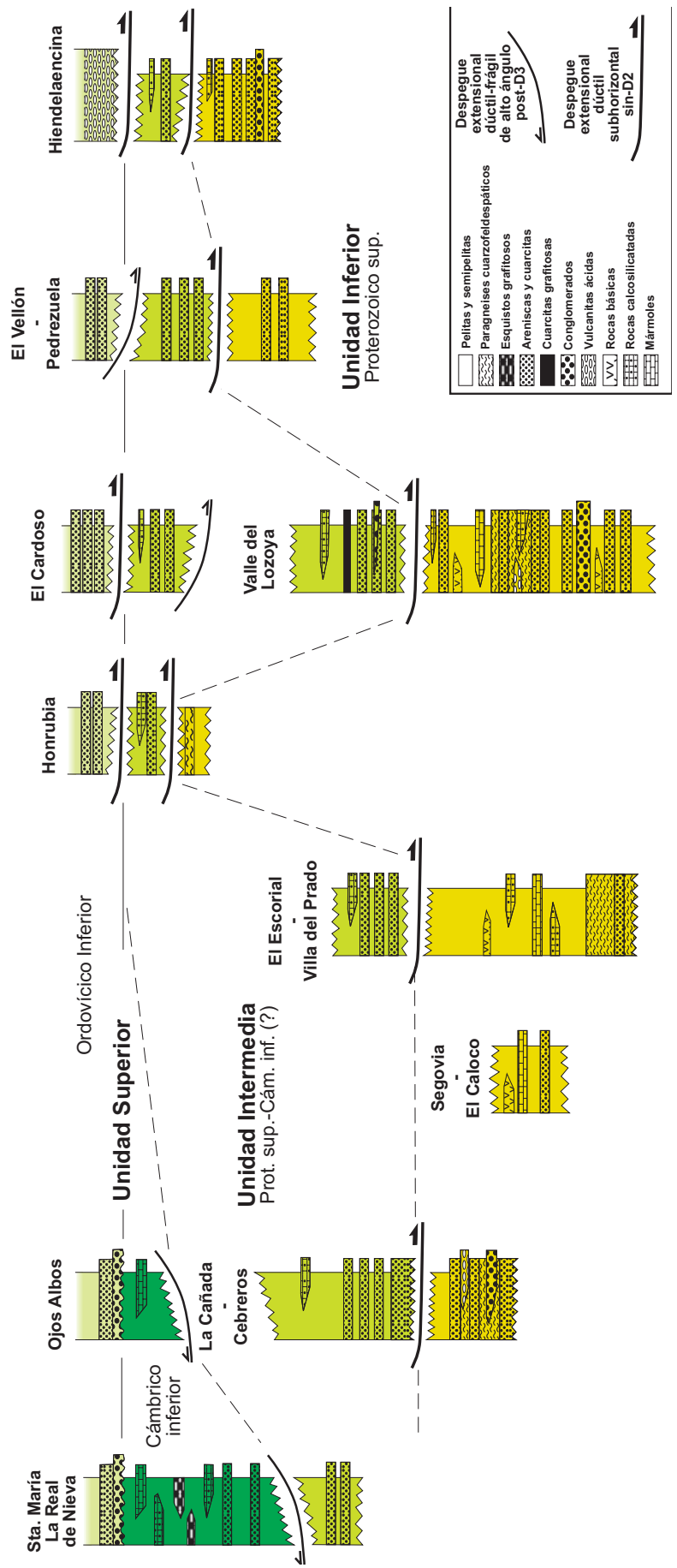


Figura 5: Cuadro de correlación de las unidades utilizadas en este trabajo entre distintas sucesiones del Sistema Central.

también por debajo de las Calizas de Vegadeo (Barrois, 1882; Hernández Sampelayo, 1914), del Cámbrico inferior a medio basal, podría ser, también, algo más joven que sus equivalentes en la ZCI, iniciándose igualmente en el Proterozoico tardío y llegando al Cámbrico inferior (Zamarreño y Perejón, 1976, Crimes et al., 1977, Vidal et al., 1999).

En cualquier caso, el medio deposicional de estos materiales podría corresponder a dos ciclos, bien tectosedimentarios, bien glacio-eustáticos, ambos formados en ambientes de plataforma siliciclástica a plataforma mixta, terrígeno-carbonatada. En su evolución vertical influyen la inestabilidad tectónica que se asocia también a actividad volcánica, y/o episodios de mar bajo y mar alto; con desarrollo de facies turbidíticas y de canal correspondientes a abanicos y avalanchas en zonas de talud y base de talud, facies carbonatadas correspondientes a bordes de plataforma o detrítico-carbonatadas por deslizamientos de las anteriores y depósitos someros representando sedimentación en altos fondos y llanuras mareales, que alcanzarían gran extensión hacia el final del Cámbrico inferior e inicio del Cámbrico medio (Díez Balda 1980; 1986; Robles y Alvarez Nava, 1988; Valladares et al., 1998).

Las condiciones metamórficas que caracterizan a la Unidad Inferior son de alto grado. La desaparición de moscovita (+ Qtz) para dar lugar a Sil + Kfs (estadio M_2) tiene lugar tempranamente en la historia deformativa de las rocas (sin- D_2), dando lugar a los paragneises migmatíticos bandeados y produciendo migmatización también en los ortogneises (abreviaturas minerales según Kretz, 1983). El techo de la unidad, que es el nivel de despegue extensional sin- D_2 más profundo de los encontrados, se halla en condiciones de moscovita-*in*, sin- D_2 , creciendo orientada sobre una fábrica en la que aparecen restos de fundidos cuarzo-feldespáticos muy estirados, pudiendo indicar un enfriamiento sincinemático relativamente tardío (pero dentro de D_2) del techo de este bloque de muro o que no toda la moscovita llegó a desaparecer. La última de estas opciones es la menos probable, dado que las litologías tienen abundante cuarzo y porcentajes de fusión parcial elevados, con más de un 50% de leucosoma; pero no es descartable que al menos parte de la moscovita haya sido metaestable durante un lapso del pico metamórfico de M_2 .

Más hacia el W, fuera del área principal de estudio, afloran secciones aún más profundas y que se han mantenido en condiciones de alto grado, con paragénesis de sillimanita + cordierita + Kfs, hasta momentos tardicinemáticos (estadio M_3), dando lugar a migmatizaciones desestructurantes y pequeños cuerpos de granitoides migmatíticos inhomogéneos (Fuster y Villaseca, 1979; Villaseca, 1983). Por tanto, los materiales más profundos aflorantes presentan como característica una intensa recrystalización metamórfica bajo gradiente de baja P y alta T, lo cual es sólo aparentemente paradójico ya que esta recrystalización es más tardía y su pico metamórfico postdata el pico de recrystalización metamórfica de los niveles estructuralmente más someros y fríos.

Unidad Intermedia

Incluimos en esta unidad tanto los metasedimentos de probable edad Proterozoico superior-Cámbrico inferior (Figura 4) como los cuerpos ígneos pre-variscos intruidos en ellos. El espesor de la columna de materiales puede llegar a 1500 m en el área de Somosierra (Figura 3, ANEXOS), siendo mucho menor en Honrubia. Es equivalente a los tramos más bajos de la Fm. Buitrago (Fernández

Casals, 1974; Capote y Fernández Casals, 1975) y en parte a la Serie Superior de Bellido et al (1981). Está formada por paragneises (Lámina VIII f), micaesquistos (Lámina III a), areniscas cuarzosas y metasamitas feldespáticas con intercalaciones de rocas de silicatos cálcicos, cuarcitas (Lámina IX f), cuarcitas grafitosas (Lámina III b) y algún nivel conglomerático (Lámina IX d). Encajan leucogneises metagraníticos de tres tipos principales: mesoglandulares (Lámina IV c), de grano fino (Lámina IV d) y ortogneises de dos micas.

En esta unidad dominan los micaesquistos con un fuerte bandeo tectónico no migmatítico, apareciendo las metasamitas o metareniscas feldespáticas en un grueso tramo, de unos 350 m, formado por bancos centimétricos a decimétricos, situado hacia la base de la unidad. Dentro de las metasamitas aparecen niveles decimétricos de conglomerados en los que destacan pequeños cantos de cuarzo de 1 a 3 cm de eje mayor, estirados y recrystalizados. Por encima de las areniscas se encuentra algún nivel métrico de cuarcitas grafitosas y niveles de rocas calcosilicatadas. Al menos buena parte de los leucogneises deben corresponder a granitos de edad Ordovícico Inferior, de acuerdo con las dataciones disponibles en el área: $468 \pm 16/-8$ Ma para el Gneis de Riaza (U-Pb mediante TIMS; Valverde-Vaquero y Dunning, 2000), 476 ± 10 Ma para el ortogneis de Pedrezuela (Rb-Sr; Vialette et al., 1986) y 474 ± 4 Ma para el Gneis de Antoñita (edad $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Montero et al., 2007).

Los materiales sedimentarios descritos en esta Unidad Intermedia son similares a los aflorantes en otros macizos del Sistema Central (Figuras 2 y 5): la Fm. Cardeñosa de la región de Hiendelaencina (González Lodeiro, 1980), la Unidad de micacitas del SW del Macizo de Villa del Prado (Peinado, 1970; 1973) y los materiales de un amplio sector del Macizo de La Cañada-Cebreros (Fúster y Mora, 1970). Aunque no existe afloramiento continuo, los esquistos y metasamitas de esta unidad se sitúan estructuralmente por debajo de las formaciones Capas del Mediana y Capas de Santa María, en los Macizos de Ojos Albos y Santa María La Real de Nieva, respectivamente (Bellido et al., 1990; Álvarez, 1982; Álvarez et al., 1991; Alonso et al., 2005). De acuerdo con lo expuesto anteriormente, los metasedimentos pelíticos con lentejones carbonatados que integran ambas formaciones serían correlacionables con la Serie de Tránsito de la Zona Asturoccidental-leonesa o con el techo de la Fm. Aldeatejada del S de Salamanca, con lo que su edad podría corresponder ya al Cámbrico inferior. La parte metapelítica más alta de la serie de esquistos, paragneises y metasamitas de la Unidad Intermedia podría corresponder a la parte más baja de esas formaciones, mientras que su parte más baja, con los principales paquetes de areniscas feldespáticas, podría ser correlacionable con la cuarcita superior de Cándana de la Zona Asturoccidental-leonesa o con la parte más alta de la Fm. Monterrubio del S de Salamanca. La edad de los metasedimentos sería aún del Proterozoico superior, pudiendo llegar tal vez al Cámbrico inferior en su techo.

Las condiciones del pico metamórfico sin- D_2 alcanzado por esta unidad en el área de estudio corresponden al campo de estabilidad de la sillimanita, produciéndose venas de segregación cuarzo-feldespáticas sólo localmente en litologías ricas en plagioclasa. Es posible realizar una subzonación metamórfica interna de esta unidad en función de las características petrográficas de las fases

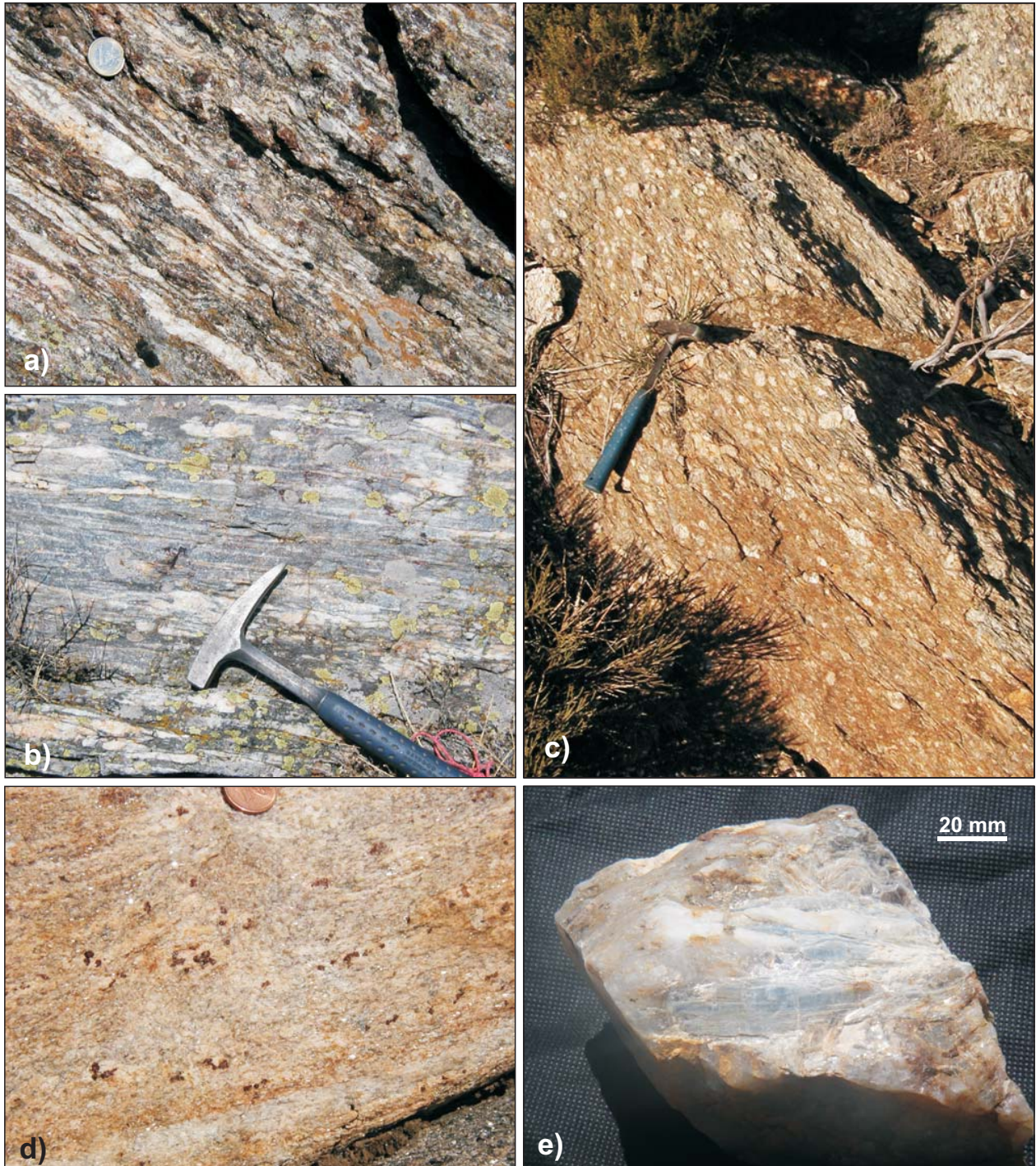


Lámina IV: Litologías de la Unidad Intermedia: a) Paragneises de composición pelítica, con granate y sillimanita. Montejo de la Sierra. b) Cuarcitas negras con numerosas venulaciones de cuarzo blanco, a veces como pliegues isoclinales D2. Sierra de Horcajo. c) Leucogneis glandular de Berzosa. Los megacrístales de Kfs aparecen envueltos por S2. Berzosa de la Sierra. d) Detalle de vena pegmatoide con distena. e) Leucogneis metagranítico de grano fino con granate. Al N de Montejo de la Sierra.

aluminicas relictas que presentan los micaesquistos y metareniscas, y que siguen tres pautas: en los niveles estructuralmente inferiores aparece algo de distena relictas blindada en plagioclasa (también aparecen relictos de distena similares en la Unidad Inferior, en el mismo núcleo de alto grado del SCE, ya señalada por Kilmurray, 1978); más arriba, la distena en roca es muy abundante en algunos tramos y también como gruesos cristales en venas de segregación cuarzo-plagioclásicas (Lámina IVe), apareciendo en ambos casos como metaestable o siendo reemplazada por sillimanita (1) o por andalucita y pasando ésta, a su vez, a sillimanita (2). En el sector de Riaza se encuentra además una subzona sin distena, pero con abundante estaurolita y que parece encontrarse estructuralmente a techo de la unidad. En el Antiforme de Hiendelaencina, en cuyo núcleo afloran materiales semejantes (esquistos de la Fm. Cardeñosa, leucogneises metagraníticos de la Fm. Antoñita) no se ha encontrado sillimanita y en todo caso la distena resulta estable en algunas litologías, hecho ya señalado por González Lodeiro (1980). Desde el punto de vista de la evolución metamórfica, este potente paquete de materiales intensamente deformados por D_2 , ya que coincide con la parte central de la Zona de Cizalla de Berzosa, registra el paso de un gradiente de P intermedia, con recristalización en condiciones de las zonas de la estaurolita y de la distena, a un gradiente de baja P y alta T, de forma que regionalmente hacia el WNW (desde Hiendelaencina hacia Riaza y hacia Honrubia), las zonas metamórficas Barrovienses de la distena y la estaurolita son total o parcialmente afectadas por la superposición del metamorfismo de baja P y alta T. Más aún hacia el W se conserva una zona de distena estable en el Macizo de Santa María La Real de Nieva, pero los materiales correlacionables en el Macizo de La Cañada-Cebreros no parecen siquiera haber llegado a estar en condiciones superiores a la zona de la estaurolita durante el metamorfismo Barroviense (Mapa I).

Unidad Superior

Por encima de las unidades Inferior e Intermedia se encuentran ya los materiales del Cámbrico inferior (únicamente al W, en los macizos de Ojos Albos y Santa María La Real de Nieva, Figuras 2 y 5), Ordovícico, Silúrico y el Devónico Inferior (únicamente hacia el E, en la región de Hiendelaencina), a cuyo conjunto de metasedimentos y metavulcanitas hemos denominado Unidad Superior (Figuras 3 y 4), con unos 7500 m de potencia total en el Dominio Oriental. En el área de El Cardoso la unidad comenzaría con los materiales ordovícicos de una potente serie de esquistos y cuarcitas (Fm. Constante; Schäfer, 1969; Lámina Va; Lámina VIIa-d; Lámina XIIa, e), de unos 1000 m de espesor, en la que se intercalan algunos niveles de ortogneises micro y mesoglandulares mesócratos (Lámina Vb, c) y metareniscas biotítico-feldespáticas (Gneis de El Cardoso), con unos 400 m de espesor máximo, y algunos escasos niveles de cuarcitas anfibólicas y rocas de silicatos cálcicos (Lámina VIa, b). Fernández Casals (1974) incluía este tramo en la parte alta de su Fm. Buitrago y lo consideraba pre-ordovícico por incluir los materiales volcánicos del Gneis de El Cardoso, correlacionado con el Ollo de Sapo, al que se le atribuía entonces una edad pre-cámbrica o al menos pre-ordovícica. González Lodeiro (1980), reconoció como ordovícicos buena parte de los materiales del núcleo del Antiforme de El Cardoso en los que se intercala el gneis del mismo nombre. Sin embargo, en trabajos posteriores, el Gneis de El Cardoso vuelve a considerarse intercalado en materiales del

Proterozoico superior–Cámbrico inferior, por debajo de las formaciones ordovícicas reconocidas (González Lodeiro et al., 1988b; Macaya et al., 1991).

La datación mediante U-Pb en circones de los gneises metavolcánicos de El Cardoso como Ordovícico Inferior (480 ± 2 Ma; Valverde-Vaquero, 1997), permite que Escuder Viruete et al. (1998) consideren toda la serie de esquistos y cuarcitas, tanto por encima como por debajo del Gneis de El Cardoso, como una única formación de edad Ordovícico Inferior a Cámbrico, aproximadamente equivalente a la Fm. Constante de la cartografía de González Lodeiro (1980). Esta atribución cartográfica es consistente con nuestras observaciones, pues las series sedimentarias inmediatamente por encima e inmediatamente por debajo del Gneis de El Cardoso parecen ser la misma (fundamentalmente esquistos micáceos y cuarcitas, con algunas capas y lentejones de rocas de silicatos cálcicos o cuarcitas anfibólicas) incluso con continuidad donde las facies más distales de la Fm. Gneis de El Cardoso se acunían lateralmente. A este tramo de alternancias de esquistos y cuarcitas le seguiría la Cuarcita Armoricana o “Cuarcitas blancas en bancos potentes”, con alrededor de 250 m de potencia.

Únicamente en Riofrío de Rianza, al N del Antiforme de El Cardoso, sobre el gneis metagranítico de Rianza y en una ancha banda de intensa deformación por cizalla, se encuentran metasedimentos pelítico-samíticos de grado metamórfico y aspecto textural más similar a los que se encuentran al W de la Falla de Berzosa (paragneises con biotita, granate, estauroлита y sillimanita), y que por tanto no corresponderían a la Unidad Superior sino a la Intermedia. Además, los únicos gneises metagraníticos en la zona que intruyen niveles ordovícicos, lo hacen en los propios materiales ortoderivados de la Fm. Ollo de Sapo (Granito de Bustares en Hiendelaencina y algún pequeño cuerpo leucogranítico en Honrubia), intruyendo los cuerpos similares más cercanos o relacionables (Gneis de Berzosa, Gneis Antoñita, el leucogneis de Honrubia) en materiales pre-ordovícicos. Por todo ello, consideramos que el Gneis de Rianza encaja en materiales del Proterozoico superior–Cámbrico inferior, que se encuentran separados de los ordovícicos suprayacentes por un accidente dúctil sustractivo. Este accidente fue ya en parte cartografiado por Hernáiz Huerta et al. (1996) y Escuder Viruete et al. (1996), aunque como un accidente tardío de importancia menor, cuyo recorrido se encontraría dentro de su unidad de materiales cambro-ordovícicos.

Tanto en el Macizo de Honrubia como en el Antiforme de Hiendelaencina, ya fuera del área principal de estudio, la columna de materiales aflorante sobre el Cámbrico inferior–Precámbrico se inicia con los ortogneises glandulares ordovícicos de la Fm. Ollo de Sapo; aunque al coincidir su base con un accidente dúctil sustractivo, resulta imposible saber si originalmente se apoyaban sobre niveles ordovícicos o más antiguos. Los materiales metavolcánicos, con más de 2000 m de espesor, presentan una evolución vertical compleja, expuesta por González Lodeiro (1980). Se inician con un grueso paquete macroglandular en la base, cuya edad es 494 ± 4 Ma (método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Montero et al., 2007); seguido por un tramo microglandular con niveles intercalados que contienen feldespatos de mayor tamaño, de edad 483 ± 3 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Montero et al., 2007). Este tramo contiene también un cuerpo leucogranítico pre-varisco menos deformado (Granito de Bustares), que debe corresponder a algún tipo de autointrusión. Sobre estos materiales se encuentran los primeros tramos sedimentarios de la Fm. Constante, comenzando por facies conglomeráticas, areniscas cuarcíticas, tobas de cristales,



Lámina V: Litologías de la Unidad Superior: a) Esquistos de la Fm. Constante en condiciones de la zona del granate. La fábrica S2 aparece crenulada por una S3 subvertical. La lineación de intersección presenta inmersión al sur. Alrededores de Colmenarejo. b) Aspecto intensamente foliado del Gneis de El Cardoso en el núcleo del antiformal que le da nombre. c) Facies microglandulares de la Fm. Gneis de El Cardoso. Además de los fenocristales de feldespato, se aprecian finos nódulos de biotita estirados. d) Pizarras de la Fm. Rodada en la zona de la biotita. La fábrica planar subvertical visible corresponde a S3. La fábrica S1 es sólo visible a la lupa. Al E de Corralejo. e) Fábrica S1 muy fina en filitas de la Fm. Rodada, zona de la biotita. Al SE de Corralejo.

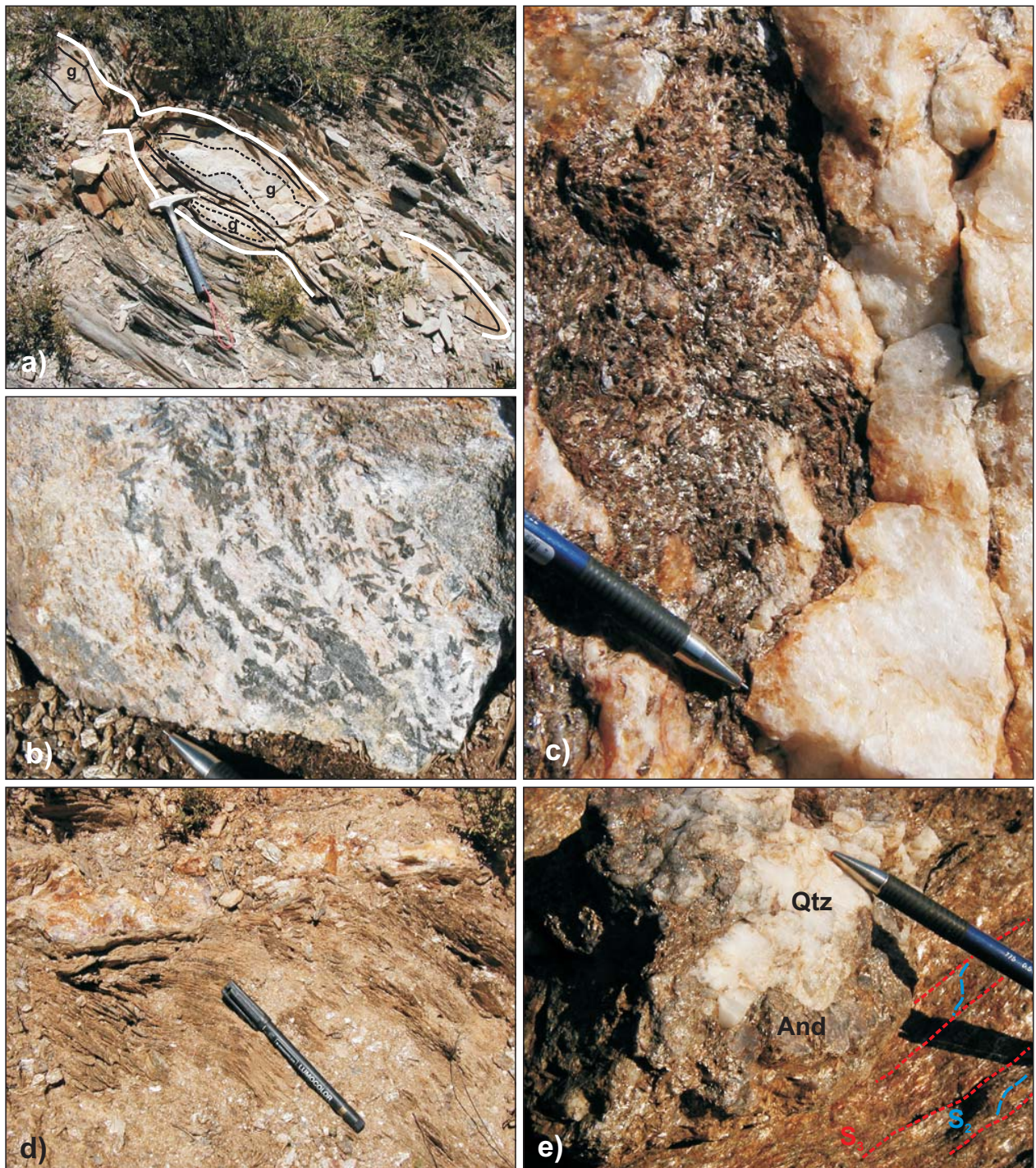


Lámina VI: Litologías de la Unidad Superior: a) Nivel con rocas de silicatos cálcicos aboudinados entre esquistos de la Fm. Constante, Zona de la estaurolita (1). Se trata aparentemente de una capa. Las zonas internas (g) han recrystalizado como agregados granoblásticos de Qtz + Pl + Ep, con haces o gavillas (gerbes) de anfíboles. Las zonas más externas son más ricas en máficos y aparecen mejor foliadas y con aspecto de preservar la S0. Los núcleos internos son sólo subparalelos a S0+S2 y se estrangulan en los cuellos de los boudines. b) Roca de silicatos cálcicos con textura en gerbes de los anfíboles. Fm. Gneis de El Cardoso. El Cardoso de la Sierra. c) Vena de cuarzo con estaurolita (1) en los esquistos de la Fm. Constante. El Cardoso de la Sierra. d) Vena de cuarzo con andalucita emplazada con posterioridad a S2 y deformada conjuntamente con ella. Al este del Río Jarama. e) Detalle de una vena de cuarzo con andalucita cortando a S3 y de los esquistos encajantes, junto a la Falla de Berzosa. Al este del Jarama.

areniscas arcóscas, niveles cineríticos y esquistos alternantes; en ocasiones sirviendo de corredores de fuerte deformación por cizalla. Sigue un tramo potente de esquistos en el que se intercalan paquetes gruesos de cuarcitas y, sobre éste la Cuarcita Armoricana de la Fm. Cuarcitas de Alto Rey (Schäfer, 1969), con hasta 200-250 m de potencia. Hacia el NW, en el Macizo de Honrubia, sobre los gneises macroglandulares del Olló de Sapo (que también están intruidos por algún muy pequeño cuerpo granítico pre-varisco) aflora en el flanco suroccidental una serie ordovícica ya descrita por González Casado (1982, 1987a). La Fm. Constante comienza con un tramo cuarcítico, a veces conglomerático, de 50-75 m de potencia al que siguen esquistos micáceos (100-150 m y una alternancia de esquistos y cuarcitas (al menos 200 m). Sobre ella se encuentra la Cuarcita Armoricana (hasta 250 m). En el flanco opuesto, al NE, un despegue extensional sin- D_2 (Falla de Honrubia; Capote et al., 1981c) pone en contacto directamente el tramo de alternancias de esquistos y cuarcitas de la Fm. Constante con los ortogneises y adelgaza sustancialmente a la Cuarcita Armoricana.

Sobre las cuarcitas masivas en facies armoricana de la Fm. Alto Rey se disponen las pizarras de la Fm. Capas de Rodada (Schäfer, 1969) o Fm. Pizarras de Prádena (Soers, 1972), una potente serie de unos 1700 m de potencia que comienza con un tramo de filitas y pizarras arenosas oscuras (Lámina Vd, e), a veces con intercalaciones de delgados bancos cuarcíticos (Lámina VIIe, f), al que siguen pizarras negras masivas, pizarras arenosas, pizarras negras masivas y otra vez pizarras arenosas. Sobre ellas se apoyan 25 a 35 m de la Fm. Cuarcitas de Santibáñez (Schäfer, 1969), ya de edad silúrica; las pizarras ampelíticas y pizarras arenosas de la Fm Pizarras de Cañamares (Bultynck y Soers, 1971) con 250-350 m, y las alternancias de areniscas, cuarcitas y pizarras arenosas de la Fm Areniscas de Alcolea (Soers, 1972), con una potencia de 850 m y cuyo techo es ya Devónico Inferior. Sobre éstas, llegan a aparecer localmente, pero con potencias de unos 650 m, las pizarras y calizas o dolomías de la Fm. Pizarras y Calizas de Cercadillo (Soers, 1972), también del Devónico Inferior. Las sucesiones más completas se encuentran en el núcleo de grandes sinformes, como el Sinforme de Majaelayo o Sinclinal de Campillo y, en la región de Hiendelaencina, el Sinclinal de Riba de Santiuste. En total se trata de unos 4000 m de serie, 2750 de ellos por encima de la Cuarcita Armoricana. No se encuentran en esta zona materiales sedimentarios posteriores al Devónico inferior hasta el depósito de materiales detríticos y vulcano-detríticos pérmicos en pequeñas cuencas intramontanas.

La sucesión ordovícico-silúrica preserva una zonación metamórfica continua de tipo Barroviense: zonas de la clorita, biotita, granate y estaurolita (1), desarrollada entre D_1 y D_2 (estadio metamórfico M_1 , Fuster y García Cacho, 1970). Durante el final de D_2 la estaurolita (1) sigue siendo estable (M_2) y su isograda asciende oblicuamente con respecto a las anteriores zonas. Localmente, cerca de las zonas más profundas, se superpone una zonación metamórfica característica de gradientes de baja P y alta T, con desarrollo de las zonas de la estaurolita (2), andalucita y sillimanita (2). Al contrario que las zonas de M_1 y M_2 , esta zonación (estadio M_3) no aparece plegada por las estructuras D_3 , sino que es aproximadamente paralela a ellas, siendo cortada por el trazado de los accidentes extensionales tardíos de D_4 , por lo que su ubicación temporal en relación con las fases tectónicas debe ser sin- D_3 a sin- D_4 temprana.

Fuera del área principal de estudio, en posiciones periféricas respecto al Domo del Sistema Central, los macizos donde afloran formaciones del Ordovícico y Silúrico, e incluso la parte alta de los materiales subyacentes del Cámbrico inferior–Precámbrico, no presentan la superposición metamórfica de baja P y alta T. Esto indica que este episodio térmico está ligado a la presencia de una gran masa de rocas a altas temperaturas en niveles someros es decir, está ligado a los últimos estadios de desarrollo del domo y que entonces, el abombamiento de las isotermas debía tener una pendiente notable en sus flancos, ya que la superposición del metamorfismo de baja P y alta T llega a afectar a niveles tectonoestratigráficos altos, pero queda circunscrita al domo o a una estrecha franja de influencia en torno a él.

6. MARCO ESTRUCTURAL

En las primeras interpretaciones macroestructurales del área (Capote et al., 1981a, 1981c, 1982; González Casado, 1987a), se suponía que el dominio profundo o Dominio del Guadarrama cabalgaba sobre el Dominio de Somosierra-Ayllón, siendo el cabalgamiento la Falla de Berzosa y su prolongación en el Macizo de Honrubia, posteriormente invertida por el plegamiento de tercera Fase. De esta manera se explicaba el levantamiento del bloque profundo del Guadarrama con respecto a los metasedimentos de menor grado del Dominio Oriental. Sin embargo, ya González Casado y Casquet (1988a y 1988b) y Casquet et al. (1988) reconocen la naturaleza extensional de la estructura dúctil-frágil, utilizando el análisis de las microestructuras asociadas. Otras estructuras interpretadas como grandes cabalgamientos eran la Falla de Santa María de La Alameda (más recientemente reinterpretada como un accidente extensional tardío por Capote et al., 2000), la Falla de Honrubia y la zona de cizalla basal del Olló de Sapo en el anticlinal de Hiendelaencina (González Lodeiro, 1980), todas ellas en relación con la posición de los ortogneises Olló de Sapo u otros ortogneises macroglandulares correlacionables, que se suponían precámbricos y estarían emplazados sobre metasedimentos más jóvenes.

Para Díez Balda et al. (1990), la macroestructura entre los macizos de La Cañada y Ojos Albos, y el antiformal de El Cardoso, es decir todo el Dominio Central de Bellido et al. (1981), es un antiformal de D_3 . En efecto, entre ambas estructuras aparecen materiales de mayor grado metamórfico que en su entorno y no llegan a aflorar las formaciones del Ordovícico, pero la explicación puede ser más compleja, dado que hay otras estructuras que podrían explicar esta disposición de los materiales. En primer lugar, la posible existencia -propuesta en este trabajo- de un domo térmico que levantaría buena parte del Sistema Central, y cuyos flancos estarían además retocados por fallas normales (como la de Berzosa y la de La Cruz de Hierro), que precisamente limitan la distribución de afloramientos del Ordovícico. Otro elemento estructural de primer orden es el plegamiento de escala cartográfica que supone la fase 4 de Gil Toja et al. (1985), que estructura, en dirección N-S, los afloramientos metamórficos y buena parte de los afloramientos graníticos del Guadarrama.

Para Macaya et al. (1991), al E de la Falla de Berzosa quedaría una secuencia sedimentaria formada por materiales del Proterozoico superior o Cámbrico inferior al Devónico Inferior, equivalente a una cobertera y afectada por pliegues de primera fase D_1 vergentes al E y una fábrica penetrativa asociada. La deformación de D_1 se desarrollaría por cizalla simple distribuida. Al W de la Falla de Berzosa quedaría el equivalente de un basamento en un sentido reológico, gneisificado y formado por un apilamiento antiformal de láminas cabalgantes, fundamentalmente formadas por ortogneises y separadas por bandas miloníticas que afectan principalmente a metasedimentos y variedades muy micáceas de ortogneises (Macaya, 1983; Villaseca, 1983). Estas láminas y un despegue subhorizontal entre cobertera y basamento representado por una ancha banda de cizalla simple localizada, se generarían durante la segunda fase de deformación, contemporáneamente al emplazamiento de los cabalgamientos, siendo su sentido de movimiento de techo al E o SE. Tanto cobertera como

basamento estarían retocados por el plegamiento retrovergente de tercera fase y otros pliegues y fallas más tardíos, entre los que habría que incluir la Falla de Berzosa.

Para Escuder Viruete et al. (1996 y 1998) la zona de cizalla dúctil extensional de D_2 sería una estructura subhorizontal, con dirección de movimiento paralelo a la cadena y sentido de techo al ESE, que afectaría exclusivamente a los materiales epi-mesozonales, principalmente metasedimentos, situados entre el núcleo de paragneises y ortogneises meso-catazonales y los metasedimentos epizonales. Ambos dominios, el de infraestructura meso-catazonal y el de superestructura epizonal, conservarían como fábrica penetrativa principal la relacionada con D_1 y sólo como fábricas de crenulación sobre ella una S_2 aparentemente retrovergente, que estaría también relacionada con los pliegues cartográficos retrovergentes como el antiforme de El Cardoso. De esta forma, D_3 correspondería a la etapa de fallas normales dúctil-frágiles como el Despegue del Cervunal (la Falla de Berzosa) o el Despegue de Montejo (otra estructura semejante situada en paralelo hacia el W), que se generarían como evolución del cizallamiento extensional de D_2 en condiciones más superficiales y frías, y con una geometría lítrica más vertical, debida al levantamiento isostático de las áreas catazonales.

En este trabajo se han comprobado varios de los extremos expuestos arriba. A continuación se expone un resumen de las observaciones esenciales que permiten interpretar la sucesión de fases de deformación y su significado:

1. Tanto los materiales de la Unidad Inferior (especialmente hacia su techo) como los de la Unidad Intermedia y la base de la Unidad Superior (es decir, buena parte de la columna de materiales desde condiciones de fusión parcial hasta condiciones de bajo grado metamórfico) están afectados por un proceso de cizallamiento dúctil (D_2), que genera fábricas con una alta componente no coaxial, de dirección de transporte aproximadamente paralelo a la dirección general de la cadena y sentido de movimiento de techo al SE (S_2), aunque también se encuentran bandas discretas de sentido techo al NW. Por encima de esta zona de cizalla, la Unidad Superior conserva una fábrica anterior (S_1) con una mayor componente de cizalla pura, que es subparalela al plano axial de pliegues de dirección N-S y vergencia al E, generados durante una etapa de deformación que denominamos D_1 y que relacionamos con una etapa de engrosamiento inicial de la cadena.

Las isogradas del metamorfismo regional tienden a ser paralelas a la macroestructura de D_1 en la Unidad Superior (isogradas M_1 de la biotita y del granate) y paralelas a la macroestructura de D_2 en la Unidad Intermedia (isograda M_1 - M_2 de la estaurolita (1) e isogradas M_2 de la sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs).

2. La deformación es más intensa en las litologías más pelíticas (gneises pelíticos biotítico-sillimaníticos, gneises semipelíticos y ortogneises melanocratos de la Unidad Inferior; esquistos y paragneises de la Unidad Intermedia y esquistos de la Unidad Superior) y menos intensa en los ortogneises y paragneises más cuarzofeldespáticos, dando lugar a una repartición de la deformación en forma de corredores de alta deformación que separan macizos gneísicos (ortogneises glandulares, paragneises cuarzofeldespáticos y leucogneises) menos deformados.

3. Las fábricas relacionadas con el cizallamiento dúctil hacia el SE (D_2), tanto las de alta deformación como las de macizos gneísicos menos deformados, tienen una evolución metamórfica descompresiva y por tanto corresponden a un proceso de extensión sin-colisional.
4. La zona de cizalla dúctil de movimiento hacia el SE aparece afectada por pliegues erguidos, que en la zona de estudio vergen frecuentemente al W-WSW y que atribuimos a una fase de deformación D_3 . Los pliegues llevan asociada una fábrica de plano axial, S_3 , que suele buzarse al E-ENE, aunque también se encuentra dispuesta verticalmente e incluso buzando a alto ángulo hacia el WSW. Los pliegues D_3 afectan a las isogradas del metamorfismo regional M_1 y M_2 . Las isogradas M_3 de la estauroлита (2), andalucita, sillimanita (2) y cordierita (+ Sil + Kfs) tienden a ser paralelas a la macroestructura de D_3 . De este modo y en relación con la deformación, las isogradas M_1 , M_2 y M_3 son más jóvenes cuanto más profundas: Las zonas metamórficas M_1 (D_1 - D_2) son cortadas en profundidad por las zonas M_2 (D_2), y éstas por las zonas M_3 (D_3 - D_4).
5. Los pliegues D_3 aparecen afectados por: 1) Pliegues y bandas de crenulación de bajo ángulo inclinadas al E o SE en el área de Somosierra y al NE en Honrubia (hacia el NW en Santa María La Real de Nieva). 2) Accidentes dúctil-frágiles discretos, de dirección desde E-W a NE-SW y N-S, de movimiento generalmente normal o desgarre normal (dextro en el área de estudio). Estos accidentes desarrollan fábricas miloníticas con pequeños pliegues intrafoliares de arrastre y clivajes de crenulación extensional (ECC's). Los accidentes dúctil-frágiles presentan trazas paralelas a los pliegues y bandas de crenulación, pero parecen ser algo posteriores por relaciones cartográficas y temperatura de funcionamiento. Hemos denominado " D_4 extensional" a la deformación que da lugar a estas estructuras, para diferenciarla de la D_4 de Capote (1985) o parcialmente de la F_4 de Gil Toja et al. (1985).

Localmente se observa que los pliegues erguidos de D_4 afectan a fallas E-W (Falla de Santa María de la Alameda, en el Macizo de El Escorial-Villa del Prado) y NE-SW (Falla de Santa María La Real de Nieva), por lo que D_4 extensional sería anterior a la F_4 clásica. Sin embargo, en cuanto a las fallas N-S (Falla de Berzosa), éstas cortan a las fallas NE-SW y aparentemente también a amplios pliegues E-W de gran longitud de onda (también de F_4 para Gil Toja et al., 1985; o D_5 para Capote, 1985), por lo que la secuencia de deformaciones tardías podría ser aún más compleja. Estas fallas comenzaron su desarrollo en las condiciones metamórficas de M_3 en cada porción cortical que atraviesan, pero la recrystalización asociada acabó en condiciones frías, incluso frágiles.

El conjunto de pliegues y fallas tardíos D_4 extensional- F_4 tiene gran expresión cartográfica, controlando la estructura de los macizos metamórficos e incluso la de los macizos graníticos tardicinemáticos y postcinemáticos que los intruyen.

Etapas de deformación

A continuación se describe la secuencia de deformaciones reconocida en el área, dejando para más tarde, después de expuestas las características petrográficas y mineralógicas de los materiales, el análisis en detalle de la evolución tectonometamórfica del área y de su contexto regional.

Etapa D_1

Compresión regional NE-SW a E-W generando un moderado engrosamiento en los niveles epimesozonales ordovícico-silúricos de la Unidad Superior, mediante pliegues de pequeña amplitud vergentes al NE o al E acompañados de una fina fábrica de plano axial, S_1 . En casi toda el área de estudio la fábrica S_1 constituye la fábrica planar principal por encima de la Cuarcita Armoricana, salvo al N del Antiforme de El Cardoso y en el Macizo de Honrubia; por lo que parece que la columna de materiales que conserva la S_1 se acuña hacia el NW. Los pliegues de escala cartográfica generados por D_1 son escasos en la zona, destacando los pliegues en gancho por interferencia D_1/D_3 del Puerto de La Quesera (Mapa IIa) y los pliegues del Pico Ocejón y cercanías (Lámina VII). La estructura de engrosamiento en los niveles profundos (Unidad Inferior) podría consistir en un apilamiento de láminas cabalgantes, principalmente de ortogneises, que utilizarían los niveles pelíticos y carbonatados como corredores de deformación, mientras que la Unidad Intermedia actuaría de nivel de despegue regional para acomodar el estilo de deformación de la infraestructura y de la superestructura, según el modelo propuesto por Macaya et al. (1991). En ese mismo trabajo se interpreta la estructura en domo gneísico del Sistema Central como un apilamiento antiformal que habría sido generado en los primeros estadios de engrosamiento. Sin embargo, el hecho de que el levantamiento afecte a las isogradas del metamorfismo de presiones y temperaturas intermedias (M_1) y a las isogradas M_2 del metamorfismo de baja P y alta T, indica que el origen del domo es posterior a la estructura de apilamiento. La intensidad posterior de D_2 habría traspuesto la disposición original de las estructuras de D_1 en estos niveles. Además, como veremos más adelante, el engrosamiento experimentado por toda la columna de materiales según se deduce de las condiciones P-T alcanzadas, necesita explicarse con una importante sobrecarga adicional. La opción más razonable implicaría el emplazamiento de al menos una espesa lámina alóctona, cuya naturaleza y posibles mecanismos de emplazamiento discutiremos.

Etapa D_2

Extensión regional NW-SE. Da lugar primero a una ancha banda de deformación subhorizontal que ocupa la parte central de la columna de materiales. Situamos la base de la Zona de Cizalla de Berzosa hacia el techo de la Unidad Inferior. Afecta con gran intensidad a toda la Unidad Intermedia y a la base de la Unidad Superior, decreciendo después rápidamente. Las direcciones NW-SE de las lineaciones de estiramiento contenidas en la S_2 son paralelas a la dirección de la cadena en esta región. El sentido general de transporte tectónico de L_2 es de techo hacia el SE. Esta etapa dio lugar a pliegues nuevos intrafoliares o reaplastó los pliegues previos D_1 (Láminas VIII y IX). En estadios avanzados y debido al ascenso en forma de gran domo térmico de las raíces orogénicas en las áreas centrales del Sistema Central, la zona de cizalla tomó una inclinación aproximadamente hacia el SE, consistente con el sentido general de la extensión de movimiento de techo hacia el SE. En la Unidad Inferior la descompresión dio lugar a fábricas gneísicas y bandeados migmatíticos. La deformación por cizalla se concentra y se desarrollan bandas más estrechas y de mayor deformación, miloníticas

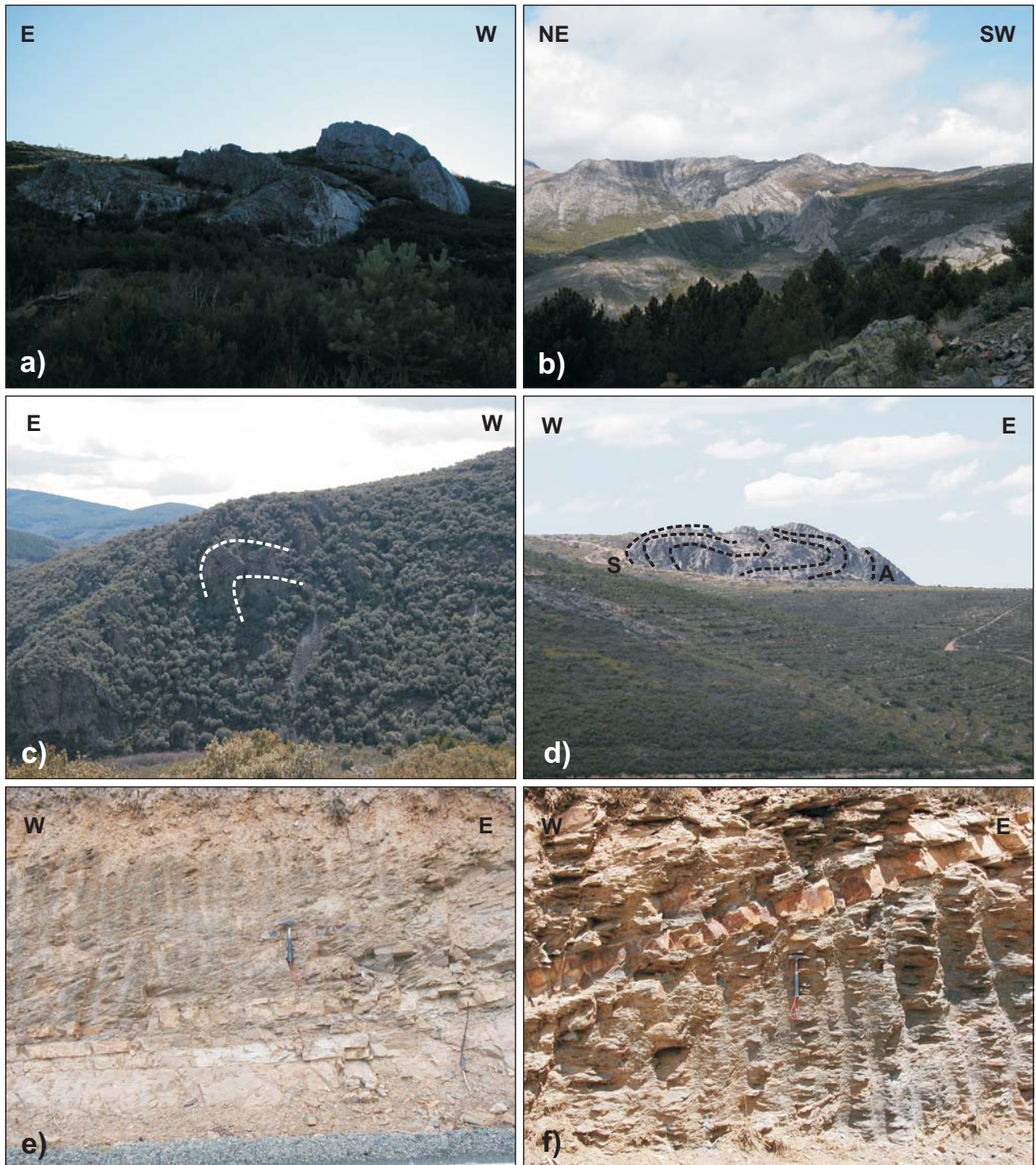


Lámina VII: Estructuras D1 en los materiales de la Unidad Superior. a) Pliegue sobre la Cuarcita Armoricana en el Puerto de La Quesera. b) Pliegue sobre la Cuarcita Armoricana en el Pico Ocejón. c) Charnela anticlinal en bancos de la Cuarcita Armoricana. Vergencia al este. Al sur de Valverde de los Arroyos. d) Sinforme (S) y antiforme (A) tumbados y vergentes al este. Cuarcita Armoricana de la Sierra de Alto Rey. e) Esquistosidad S1 en posición de flanco normal de un pliegue tumbado. Cuarcitas y pizarras de la Fm. Constante. Unidad Superior al norte de Hiendelaencina. f) Esquistosidad S1 en posición de flanco inverso de un pliegue tumbado. Cuarcitas y pizarras de la Fm. Constante. Unidad Superior al norte de Hiendelaencina.

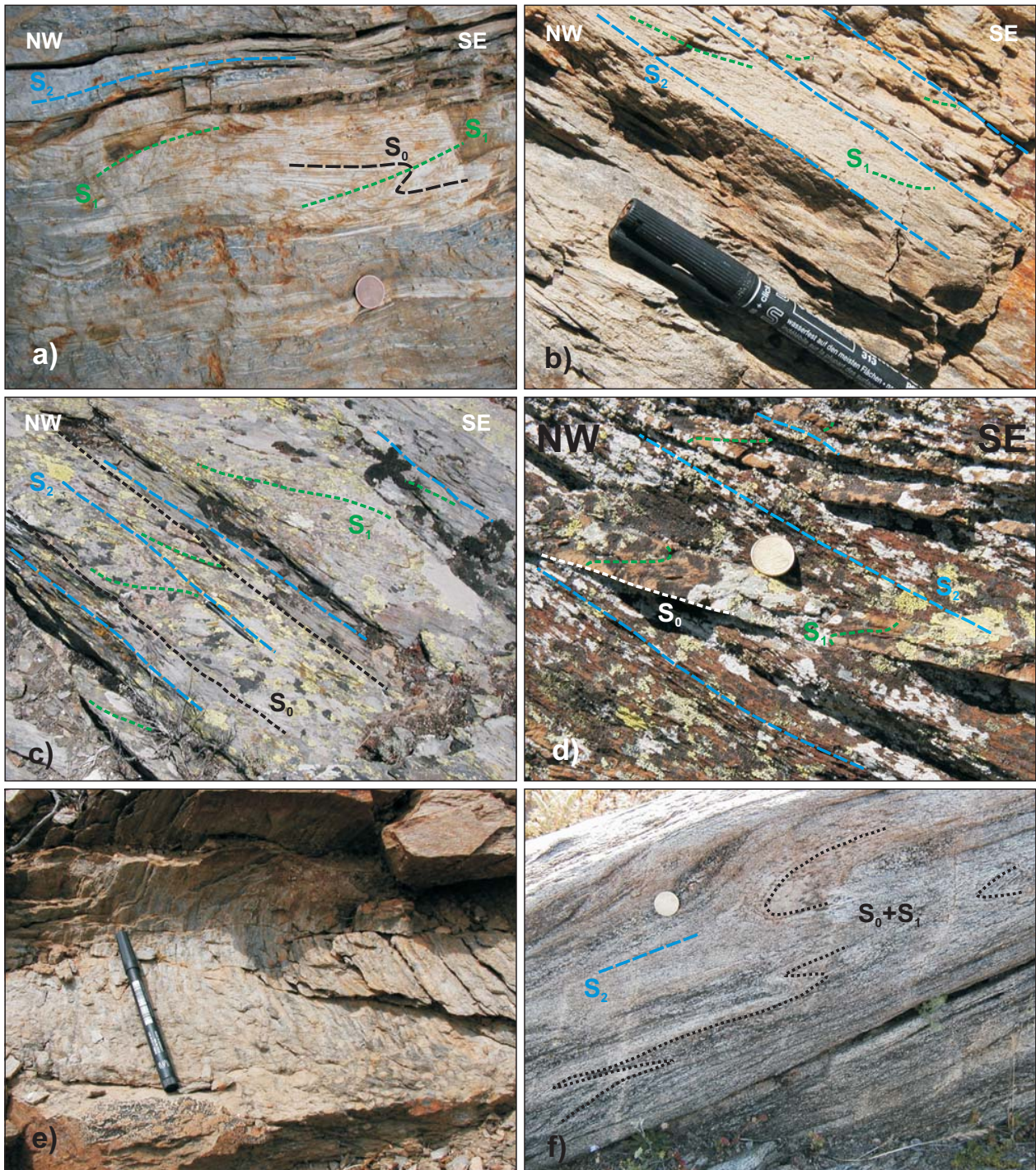


Lámina VIII: Estructuras relacionadas con D2. a) Pliegues D1 reaplastados por D2 en esquistos y areniscas de la Fm. Constante, zona M1 del granate. Puerto de La Puebla. b) Desarrollo de S₂ sobre S₁ en areniscas con granate de la Fm. Constante, zona de la estaurólita (1). El Cardoso. c) Bancos decimétricos de areniscas preservando S₁ alternando con esquistos con desarrollo de S₂. El sentido de cizallamiento de D2 es de techo al SE. Ordovícico inferior en el Puerto de La Hiruela. d) Estructura en “espiga” entre S₁ vergente al SE y conservada en los niveles arenosos y S₂ vergente al NW y mejor desarrollada en los niveles pelíticos. Ordovícico inferior de Ojos Albos. e) L1 de orientación NE-SW formada por pistas fósiles paralelas, plegada en una charnela D2 de eje NW-SE y plano axial acostado. Ordovícico inferior al NE de Hiendelaencina. f) Pliegues D2 intrafoliares en paragneises semipelíticos de la Unidad Intermedia. El sentido de cizalla es de techo al SE. Embalse de Puentes Viejas.

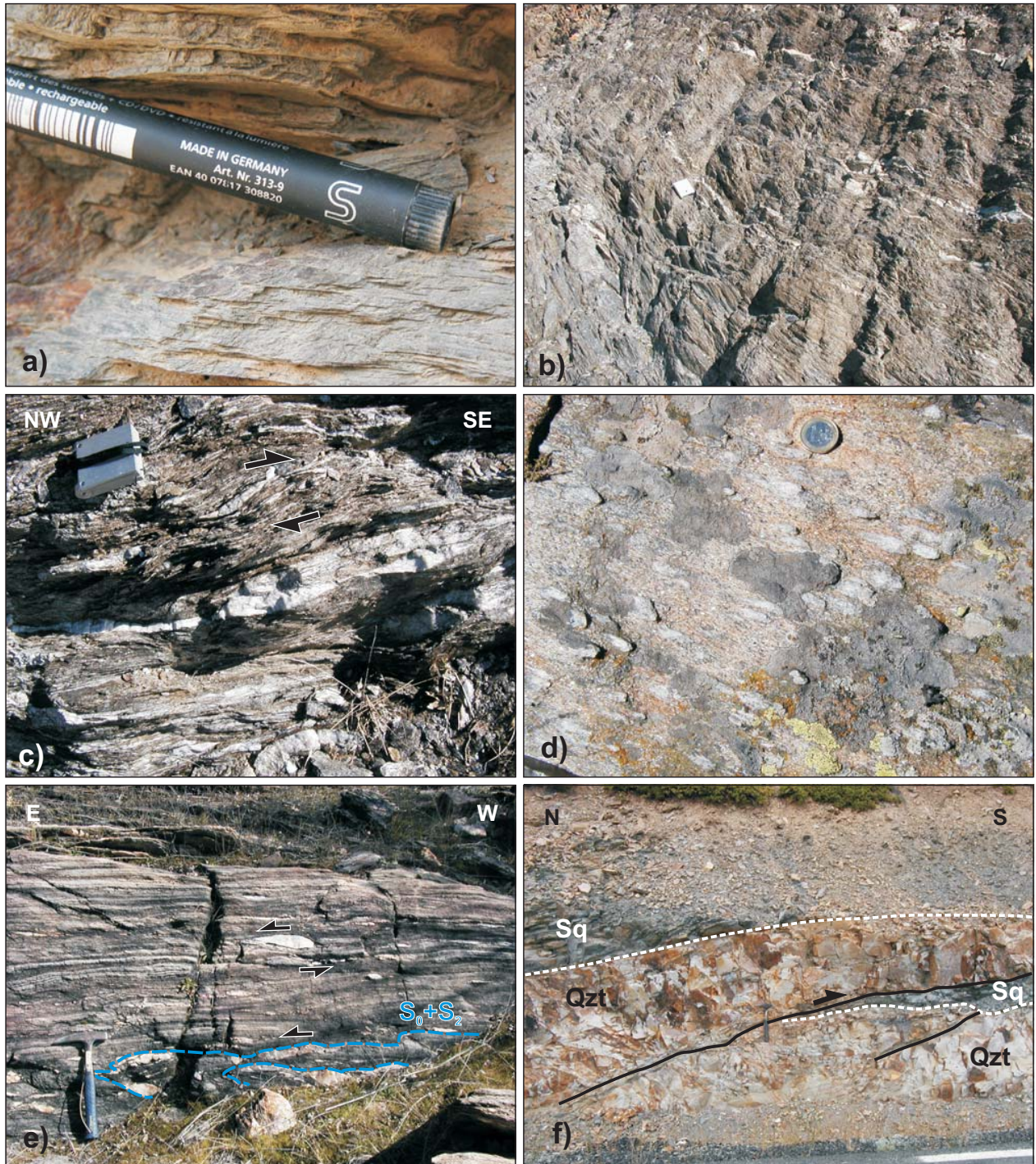


Lámina IX: Diversas estructuras ligadas a D2: a) Areniscas micáceas del Ordovícico inferior con fábrica subhorizontal de una S2 espaciada que deja microlitones con S1 muy fina y bastante vertical. Al E de Valverde de los Arroyos. b) Zona de alta deformación por cizalla dúctil D2 en el núcleo del antifórme de el Cardoso. El accidente extensional pone en contacto las rocas de la Unidad Superior (en la imagen), en condiciones de St (1) con las de la Unidad Intermedia, en condiciones de Sil (1); al SE de Riofrío de Rianza. c) Detalle de la zona de cizalla anterior. Las venas de cuarzo en los esquistos muestran sigmoides y pliegues de arrastre que indican sentido de movimiento de techo hacia el SE. d) Cantos de cuarzo en arenisca conglomerática de la Unidad Intermedia. Los cantos se encuentran estirados según L2 y presentan largas colas de cuarzo recrystalizado y fibrolita. Horcajo de la Sierra. e) Metareniscas feldespáticas y venas de cuarzo fuertemente estiradas por D2. Los criterios en sigmoides de cuarzo y pliegues de arrastre indican sentido de cizallamiento de techo al E o SE. Techo de la Unidad Inferior. Embalse de Puentes Viejas. f) Pequeños cabalgamientos tardi-D2 afectando a cuarcitas (Qzt) y esquistos (Sq) de la Unidad Intermedia. Carretera de Buitrago a Prádena de la Sierra.

o protomiloníticas (Lámina IX), que estiran o llegan a cortar con cierto ángulo la estructura regional de D_2 y producen saltos metamórficos.

Tanto los límites entre Unidad Intermedia y Unidad Superior en Riofrío de Riaza, entre Unidad Inferior y Unidad Intermedia al E del río Madarquillos y al N de Montejo de La Sierra en el sector de Somosierra (Mapa IIa), como el contacto entre Unidad Intermedia y Unidad Superior o el techo del Olo de Sapo en el Macizo de Honrubia (Mapa IIb) corresponden a accidentes discretos de este tipo. Localmente (Macizo de Ojos Albos) el sentido de movimiento es el opuesto, de techo hacia el NW, por lo que el domo debe tener hacia el final de D_2 un eje mayor orientado NE-SW. Algunas de estas bandas de deformación D_2 pueden corresponder bien a cabalgamientos tardíos, bien al frente de láminas gravitacionales, ya que claramente duplican niveles litoestratigráficos (Cabalgamiento del Río Sorbe en la región de Hiendelaencina), niveles de las unidades tectónicas (*klippen* de la Sierra de Horcajo y de Nazaret, Mapa IIa) y actúan con posterioridad al metamorfismo de baja presión y alta temperatura M_2 , invirtiendo localmente su zonación metamórfica.

Etapa D_3

Compresión NE-SW. Origina pliegues de erguidos a vergentes al W y SW en todo el Sistema Central que afectan tanto a los niveles someros (Unidad Superior) como a los niveles más profundos (Unidad Inferior y Unidad Intermedia). En el área de estudio destacan los antiformes de la Sierra de Horcajo y El Cardoso (Mapa IIa) y el anticlinal de Honrubia (Mapa IIb) y los sinformes de Montejo de La Sierra, Peña de la Cabra y Majaelrayo (Mapa IIa). Los pliegues (Lámina X) van acompañados de una fábrica de plano axial S_3 (Lámina XI) que es particularmente penetrativa en la propia zona de cizalla de D_2 , en la que se superpone a la fábrica anterior S_2 en forma de una esquistosidad de crenulación. S_3 tiene peor desarrollo en los materiales de alto grado de la Unidad Inferior; generalmente pliega la S_2 sin trasponerla y puede dar pequeñas formas de interferencia con los pliegues intrafoliares D_2 . Sobre la S_1 , en el Sinforme de Majaelrayo, se presenta como un clivaje espaciado (*spaced cleavage*) muy marcado en las pizarras y muy evidente en campo, pero poco penetrativo. Los pliegues de D_3 dan lugar algunas veces a figuras de interferencia cartográfica sobre pliegues D_1 , como al S del Puerto de La Quesera, pero frecuentemente se limitan al reapretamiento de los pliegues anteriores, debido al carácter homoaxial de las deformaciones de D_1 y D_3 . La figura de interferencia del Puerto de La Quesera (Mapa IIa, Corte I-I', al W), es en gancho o tipo 3 de Ramsay (1967).

Etapa D_4 extensional

Con posterioridad a los pliegues de D_3 se generan dos tipos de estructuras. En primer lugar, una esquistosidad de crenulación S_4 muy tendida y buzando hacia el exterior del domo, que se concentra en corredores principalmente N-S, NE-SW y NW-SE en el área de estudio. La esquistosidad es paralela al plano axial de pequeños pliegues con limitada entidad cartográfica, cuya vergencia y

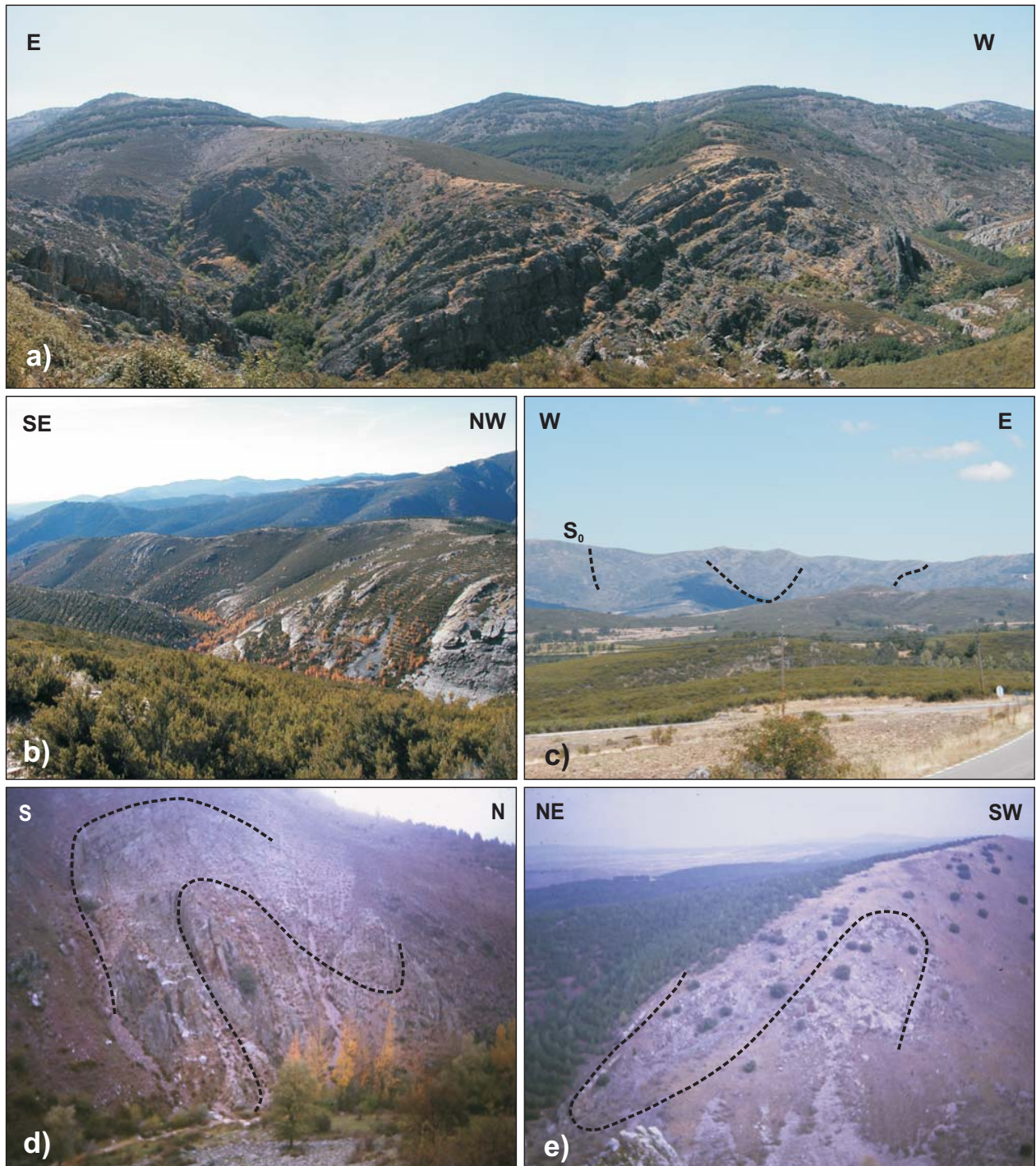


Lámina X: Macroestructuras relacionadas con D3. a) Pliegues D3, vergentes al W, en la Cuarcita Armorica al sur de La Puebla de La Sierra. b) Pliegue D3 sobre la Cuarcita Armorica en el Puerto de La Quesera. c) Pizarras de la Fm. Rodada en el Sinclinal de Majaelayo. El plano axial D3 es bastante vertical. Las inflexiones en su flanco oriental pueden deberse a pliegues tumbados D4 vergentes al W. Roblelacasa. d) y e) Anticlinal y sinclinal de D3 en la Cuarcita Armorica de El Risco. Macizo de Honrubia.

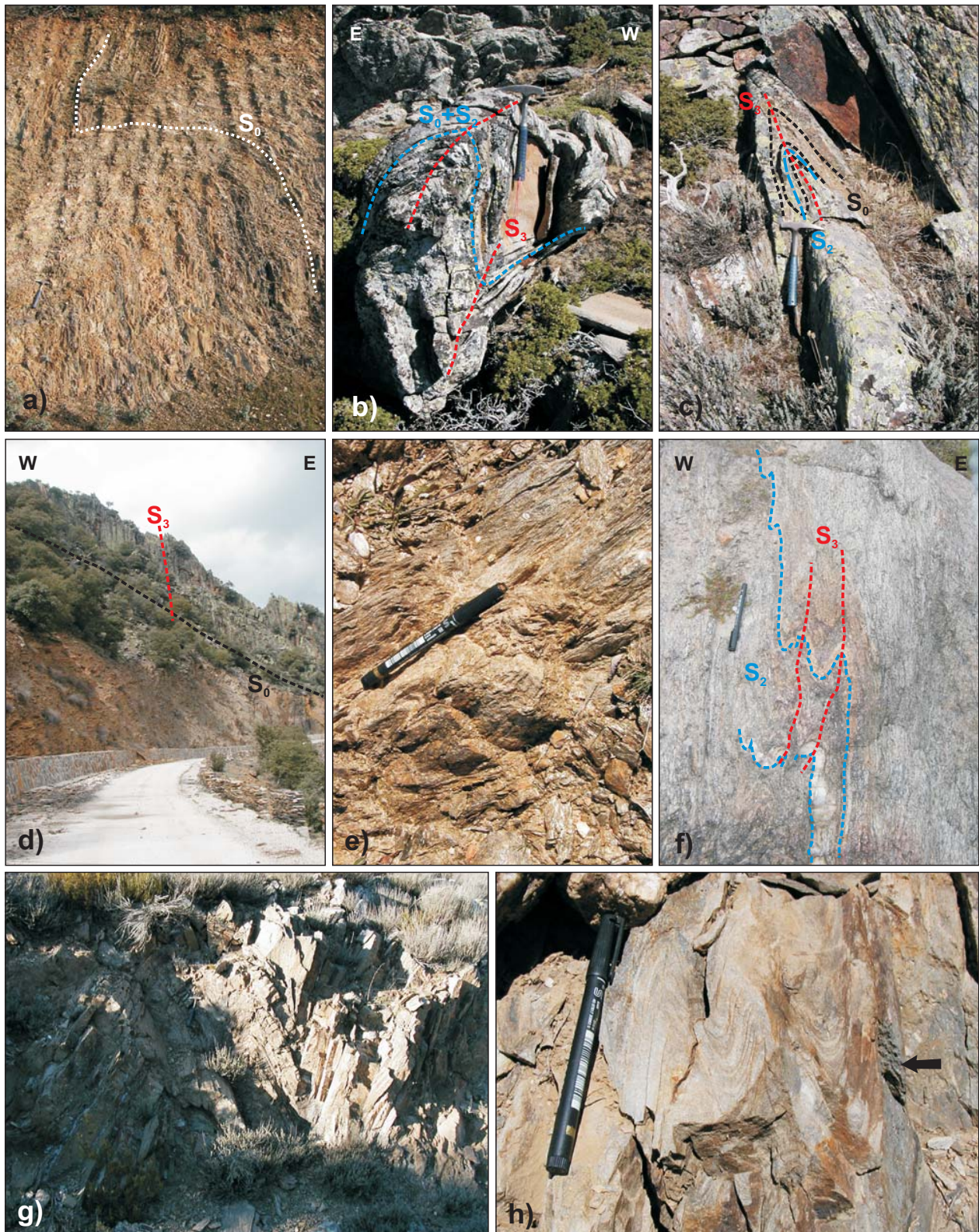


Lámina XI: a) Pliegues D3 vergentes al W sobre pizarras de la Fm. Rodada. Embalse de el Atazar. b) y c) Pliegues D3 subverticales en areniscas feldespáticas de la Unidad Intermedia; flanco W del sinforme de la Sierra de Horcajo. d) S3 subvertical en pizarras de la Fm. Rodada. Río Jaramilla. e) Pliegues D3 con ejes de inmersión al SSE en paragneises de la U. Intermedia. Riofrío de Rianza. f) Pliegues D3 con ejes de inmersión al SSE en paragneises de la U. Intermedia. Riofrío de Rianza. g) Pliegues D3 sobre cuarcitas y esquistos de la Fm Constante. Puerto de La Quesera. h) Pliegues D3 sobre cuarcitas y pizarras de la zona del granate. En el nivel pizarroso de la derecha de la foto se aprecian las crenulación de S₃ sobre una S₂ muy fina. Al N de Puebla de la Sierra.

geometría, de cerrados a más abiertos, dependiendo de la disposición de las estructuras previas (Láminas XII, XIII y XIV).

La principal banda de crenulación dentro del área de estudio se encuentra entre la Falla de Robregordo y la Falla de Madarcos-Gandullas y es la responsable de la estructuración NE-SW de toda el área. En la Sierra de Horcajo existe otra banda que gira de casi E-W en el N, a N-S hacia el S de la sierra. Otra banda NE-SW recorre desde el N de Montejo de la Sierra hasta Prádena y más al S. La intensidad e importancia de D_4 extensional es menor en los niveles estructuralmente superiores. Sobre Bocígano y el río Berbellido en El Cardoso se presenta una estrecha banda de pliegues y crenulación con dirección NE-SW y otra más amplia de dirección N-S en la zona de Valverde de los Arroyos. Esta fábrica tendida y vergente al W correspondería en parte a la S_3 de González Lodeiro (1988b). En el Macizo de Honrubia se encuentran también bandas de pliegues tumbados y crenulación muy tendida de dirección NW-SE sobre los ortogneises del Olló de Sapo. Aparentemente, con posterioridad se generan fallas dúctil-frágiles principalmente normales y de desgarre con componente normal, de direcciones perpendiculares a paralelas a la dirección general de la cadena (NW-SE a N-S y NE-SW en el área de estudio, pero también E-W en otras áreas). Su trazado es paralelo al de las bandas de crenulación. Atraviesan o contornean las áreas donde afloran los materiales de alto grado del núcleo del domo, siendo más jóvenes cuanto más alejadas se encuentran de éste. Las fallas llevan asociadas fábricas penetrativas miloníticas y filoníticas. Las más destacables dentro del área de estudio son las de Robregordo (NW-SE), Madarcos-Gandullas (NW-SE a N-S) y Berzosa (N-S).

Etapas D_4 y D_5

Producen pliegues erguidos y abiertos de gran radio a la macro- y mesoescala, de dirección N-S (D_4) y E-W (D_5). Las estructuras cartográficas más evidentes en el área de estudio son las E-W de D_5 , ya que por la disposición N-S de las estructuras anteriores (particularmente D_3) dan lugar a patrones de interferencia del tipo 1 de Ramsay (1967), en domos y cubetas, mientras que las estructuras N-S de D_4 quedan enmascaradas. Así, destacan el antiforme que atraviesa diametralmente el Antiforme D_3 de El Cardoso, el Sinforme D_3 de Majaelrayo y el Antiforme D_3 de Hiendelaencina y que es responsable de la forma en “silla de montar” que presenta el sinforme o de la estructura en domo de Hiendelaencina, ya señalado por González Lodeiro, 1980). D_5 también sería responsable del sinforme que va desde Cincovillas hasta Robledillo de La Jara (ver Mapas I y IIa). Dentro de esta etapa deben producirse reactivaciones frágiles de, al menos, las fallas normales de dirección N-S (por ejemplo, la Falla de Berzosa, cuyo trazado no aparece afectado por D_5).

Esquemas similares de construcción orogénica, con sucesivas etapas de engrosamiento y extensión sin a tardicolisional, han sido descritos para otras áreas de las zonas internas de la cadena varisca ibérica. Martínez Catalán et al. (2002; 2003; 2007) proponen la construcción de una cuña orogénica donde la convergencia continental continua, que tiende a producir engrosamiento cortical, es compensada por procesos extensionales que acomodan de modo oblicuo o longitudinal las diferencias gravitacionales de carga litostática. Los procesos extensionales estarían controlados por los cambios

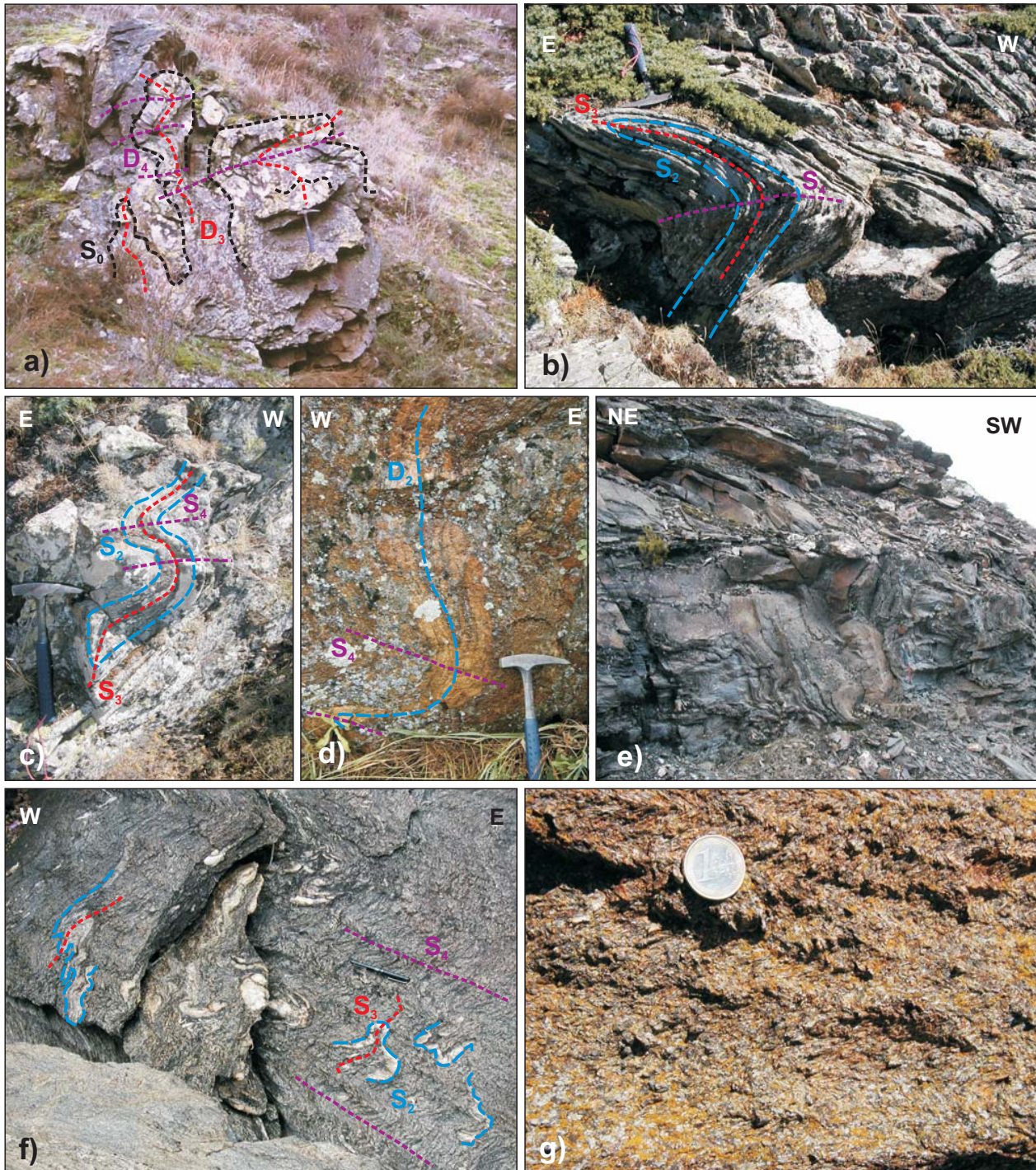


Lámina XII: Estructuras relacionadas con D4: a) Interferencia de pliegues D3 y D4 en cuarcitas de la Fm. Constante en El Risco, Macizo de Honrubia. b) y c) Interferencias de pliegues D3 y D4 en areniscas feldespáticas de la Unidad Intermedia, Sierra de Horcajuelo. d) Pliegue de D2 afectado por D4 en paragneises semipelíticos de la Unidad Inferior, Río Cocinillas. e) Pliegues y crenulación de D4 en cuarcitas de la Fm. Constante al sur de Valverde de los Arroyos. f) Pliegues D3 y crenulación S4 en paragneises semipelíticos de la Unidad Inferior, embalse de Puentes Viejas. g) Detalle de la crenulación S4 sobre S2 de la fotografía d).

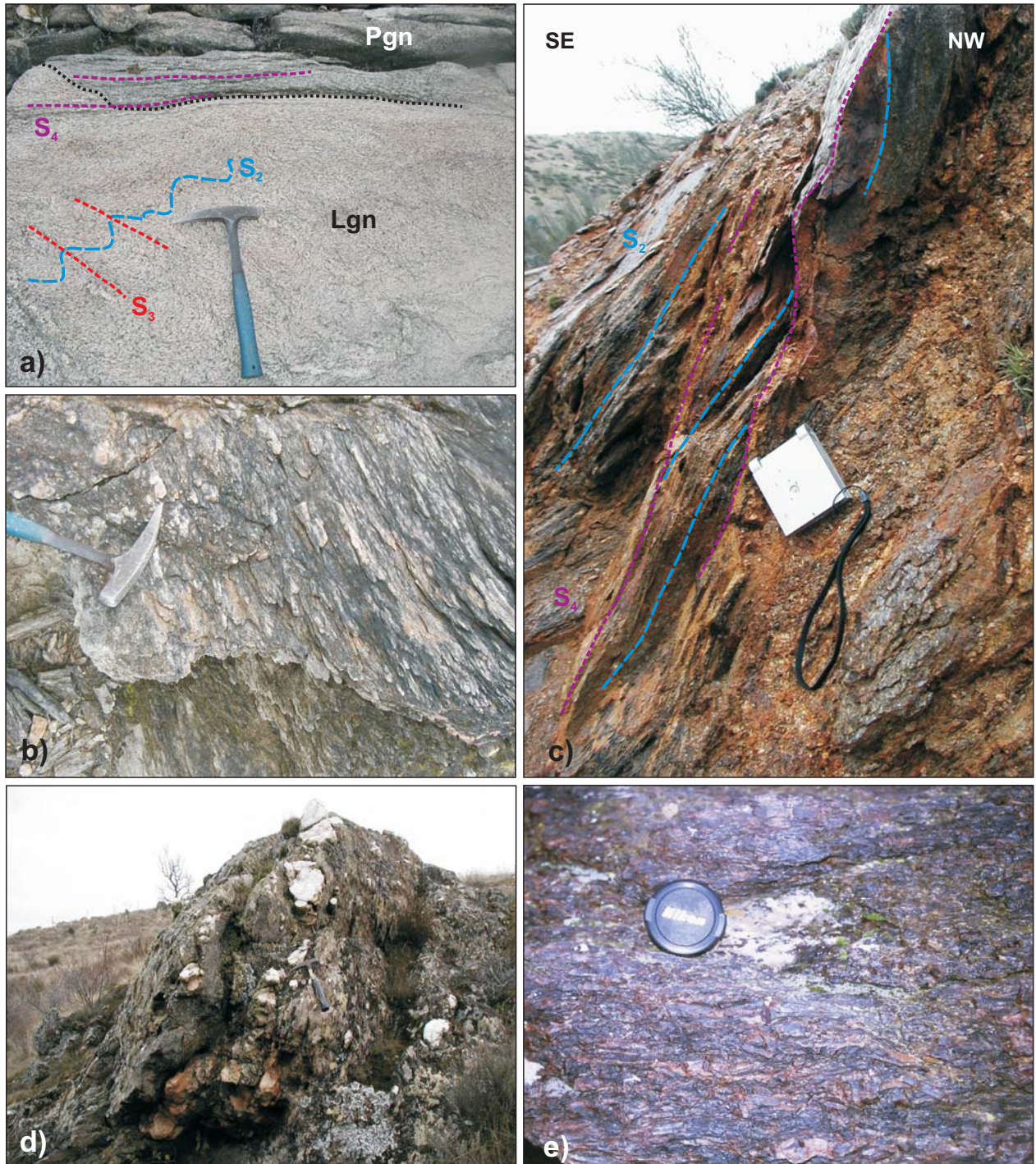


Lámina XIII: Estructuras relacionadas con las zonas de cizalla D4: a) Pliegues D3 cortados por una zona de cizalla de D4 en el contacto entre ortogneises leucocráticos (Lgn) y paragneises semipelíticos (Pgn) de la Unidad Inferior. Embalse de Puentes Viejas. b) L-milonita D4 sobre paragneises migmatíticos. El bandeo midmatítico paralelo a S2 queda convertido en rods cuarzofeldespáticos orientados NW-SE. Falla de Madarcos-Gandullas. c) Deformación D4 extensional sobre paragneises pelíticos de la Unidad Inferior en la Falla de Robregordo. El sentido de cizallamiento es de techo al SE. d) Aspecto de la roca milonítica, con abundantes venas de cuarzo aboudinadas, que marca el detachment dextro-normal post-D3 del Macizo de Honrubia. e) Profusión de estaurolitas tipo 2 en los esquistos del Ordovícico inferior, estructuralmente por encima del detachment post-D3 de Honrubia. Al sur del Macizo de Honrubia.

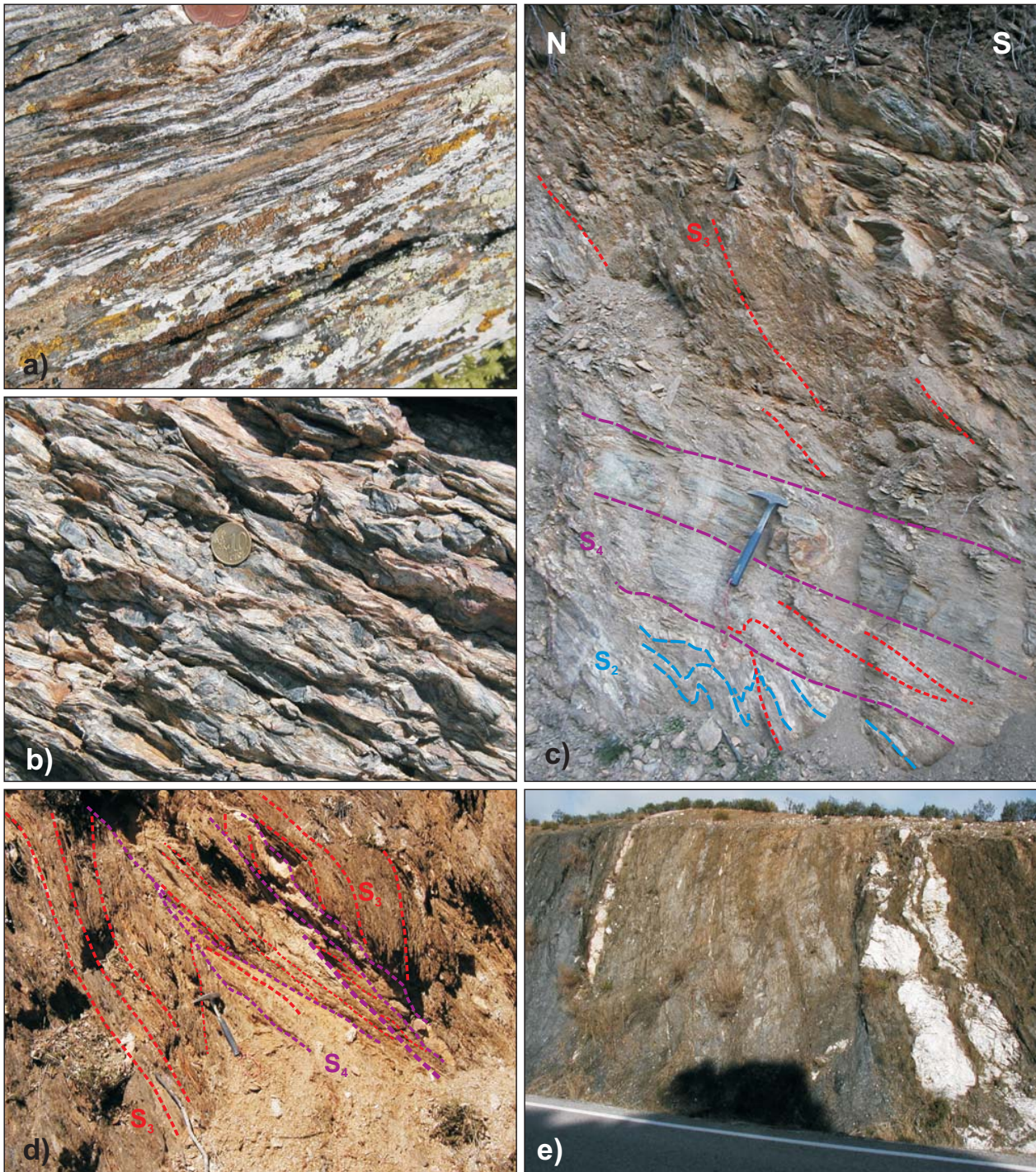


Lámina XIV: Estructuras relacionadas con las zonas de cizalla dúctil-frágiles D4: a) Bandeo tectónico de S4, en condiciones de sillimanita (2) sobre la S2+S3 en el Río Jarama. b) Profusión de porfidoblastos de estaurolita tipo 2 envueltos por S4 en la base del bloque de techo de la Falla de Berzosa. Embalse de El Atazar. c) Zona de cizallamiento D4 afectando a paragneises y metareniscas de la Unidad Inferior. Al este de Robregordo. d) Boudines de foliación S3 a favor de planos S4 en la Falla de Berzosa. Esquistos de la Zona de estaurolita (1). Puerto de La Hiruela. e) Filonitas y venas de cuarzo con deformación dúctil-frágil en la Falla de Berzosa. Carretera del Berrueco a Torrelaguna.

en el comportamiento reológico que el progresivo calentamiento de las raíces del edificio orogénico produce a diferentes niveles de la sección cortical. Igualmente, Alcock et al. (2009) proponen una sucesión alternante de etapas de engrosamiento y extensión cortical, que modelizan numéricamente de acuerdo con las estimaciones y datos termobarométricos y las edades isotópicas disponibles en los domos de Lugo y Sanabria.

7. GENERALIDADES DEL METAMORFISMO VARISCO

En el Sistema Central aflora una sección bastante completa de los niveles meso y supra-corticales del zócalo varisco perteneciente a la Zona Centroibérica. Desde los primeros estudios de petrología metamórfica realizados (Fuster y García Cacho, 1970; Fuster et al., 1974; López Ruíz et al., 1975; Casquet, 1975) el sector ha sido caracterizado por la extensión de las áreas afectadas por el metamorfismo regional asociado a la orogenia Varisca, sin que hasta la fecha se hayan podido encontrar evidencias claras de ciclos anteriores, por la variabilidad de facies de éste, desde condiciones de alto grado a condiciones de bajo grado y por su desarrollo en distintas fases. Tradicionalmente se han distinguido tres estadios sucesivos de recrystalización metamórfica: M_1 , M_2 y M_3 (e.g. Bellido et al., 1981; Casquet y Tornos, 1981; Villaseca, 1983; Arenas et al., 1991a y 1991b), desarrollados bajo distintos gradientes y condiciones metamórficas. Estos tres estadios han venido siendo definidos por las siguientes características:

- M_1 : desarrollado bajo un gradiente Barroviense de presiones intermedias (ya que estabiliza paragénesis con granate + estaurolita + distena, sobre todo en los metasedimentos pelíticos) e interpretado como ligado a los eventos deformativos iniciales, principales responsables del engrosamiento cortical. Por tanto, tendría lugar durante D_1 (engrosamiento cortical homogéneo mediante pliegues tumbados) y D_2 (engrosamiento heterogéneo por cabalgamientos), de acuerdo con el esquema secuencial de fases de deformación en el Macizo Varisco Ibérico aceptado en los años 80 y primeros 90 (ver Macaya et al., 1991). Este episodio metamórfico sería el responsable de la zonación metamórfica Barroviense conservada en los materiales paleozoicos de la región objeto de este estudio y que se prolonga por el E hasta la región de Hiendelaencina.
- M_2 , de tipo “Abukuma”, desarrollado bajo un gradiente de baja P y alta T y estabilizando paragénesis con andalucita/sillimanita. Ha venido siendo interpretado en relación con el relajamiento bárico posterior a las principales fases de engrosamiento cortical, es decir, tendría lugar entre el final de D_2 y momentos posteriores a D_3 . La causa de esta descompresión ha sido interpretada hasta mediados de los años 90, como fundamentalmente erosiva y sólo posteriormente relacionada con procesos de extensión sincolisional (sin- D_2) a tardi-orogénica de la cadena (González Casado y Casquet, 1988a; 1988b; Doblas, 1991; Doblas et al., 1994a; 1994b; Escuder Viruete et al., 1996; 1998), según iban siendo conocidos los modelos orogénicos del tipo *metamorphic core complex*.
- M_3 , fundamentalmente retrógrado y descompresivo, relacionado con el final de la denudación y enfriamiento de la cadena.

Las relaciones metamorfismo-deformación, de acuerdo con Arenas et al. (1991a) serían:

METAMORFISMO	M ₁		M ₂		M ₃
DEFORMACION	F ₁	F ₂	F ₃	POST-F ₃	

Sin embargo, durante la realización del presente trabajo hemos constatado la existencia de cuatro diferentes estadios metamórficos regionales, de acuerdo con las relaciones texturales entre blastesis mineral y deformación, y su reflejo en las relaciones cartográficas entre isogradas metamórficas y estructuras tectónicas, de modo que las relaciones metamorfismo-deformación quedarían de la siguiente manera:

METAMORFISMO	M ₁	M ₂	M ₃	M ₄	
DEFORMACION	D ₁	D ₂	D ₃	D ₄ Extensional	D ₄ +D ₅

Estadios metamórficos

De acuerdo con nuestras observaciones, las características de estos estadios son:

Estadio M₁

Metamorfismo Barroviense de gradiente P/T intermedio (presiones y temperaturas medias); relacionado con los estadios finales del engrosamiento cortical y el comienzo de la extensión sincolisional en niveles profundos. La blastesis principal tiene lugar entre bien avanzada D₁ y el principio de D₂ (hecho ya señalado por Fuster y García Cacho, 1970 y García Cacho, 1973). Es decir, inmediatamente antes y después del máximo engrosamiento cortical, lo cual sugiere un rápido engrosamiento seguido de calentamiento. La recrystalización tuvo lugar en las facies de los esquistos verdes, de las anfíbolitas almandínicas y condiciones transicionales entre las facies de las eclogitas y de las granulitas de alta presión. Dio origen a una secuencia de zonas metamórficas (clorita – biotita – granate – estaurolita (1) – distena) que aparecen bien preservadas, sin superposiciones metamórficas importantes, en los niveles estructurales más altos (materiales de la Unidad Superior y de la Unidad Intermedia) y cuanto más alejadas de la zona axial del Sistema Central (ver anexos: Mapas I, IIa y IIb y los cortes geológicos asociados). Las isogradas aparecen cartográficamente paralelas a la macroestructura de D₁-D₂, plegadas por las macroestructuras de D₃, a cuyos flancos se paralelizan y cortadas por los accidentes extensionales de D₄ o curvadas por el plegamiento de D₅.

También se puede observar que la zonación Barroviense se desarrolló sobre niveles estratigráficos más altos en el eje Honrubia-El Cardoso que en las áreas más occidentales de Santa María La Real de Nieva-Ojos Albos-La Cañada o las más orientales de Hiendelaencina. Por ejemplo, la Cuarcita Armoricana sólo se encuentra en condiciones de la zona del granate en el área de estudio. Esto indica dos cosas: 1) Que el engrosamiento no parece deberse a una repetición importante de los niveles estratigráficamente identificables, y 2) que el apilamiento debió ser más importante en el área de estudio que hacia el E y que hacia el W.

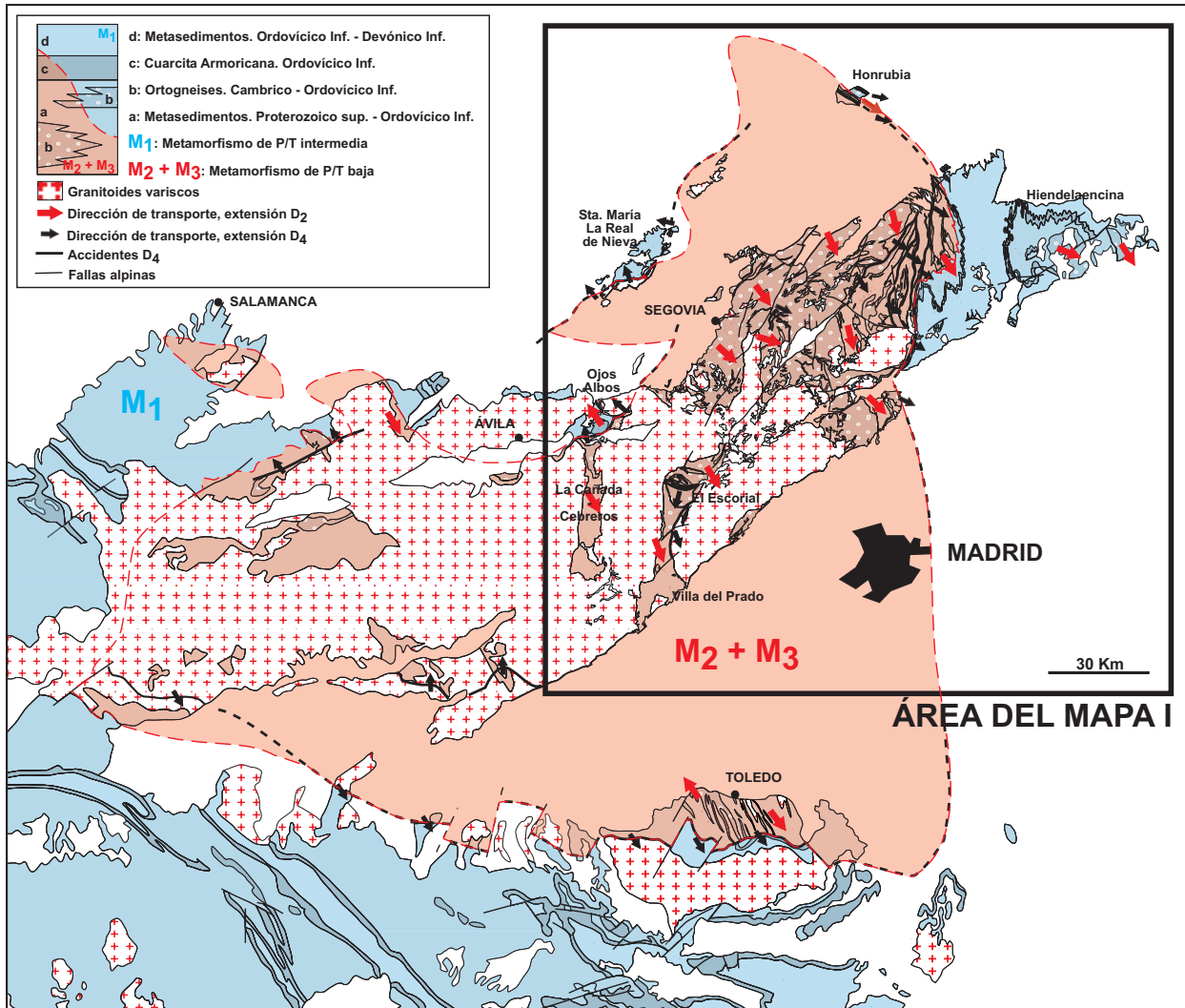


Figura 6: Esquema aproximado del domo térmico de alto grado del Sistema Central. Se han indicado las direcciones de extensión de D₂ y D₄.

Estadio M₂

Metamorfismo de gradiente P/T intermedio de baja presión (presiones medias a bajas y alta temperatura); relacionado con el proceso de extensión sincolisional de D₂. Corresponde a la parte más fuertemente descompresiva de la trayectoria de las rocas. Las condiciones son de presiones medias a bajas, en las facies de las anfíbolitas y de las granulitas, desarrollándose una nueva zonación metamórfica que conlleva el ascenso o somerización de la zona de la estaurilita (1) y el desarrollo de las zonas de la sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs) Esta nueva zonación se superpone a la de M₁ sobre todo en los niveles estructurales más profundos (materiales de la Unidad Inferior y de la Unidad Intermedia en los macizos de El Escorial-Villa del Prado, El Caloco, Segovia, Lozoya-Buitrago y El Vellón) y afecta a niveles estructurales más altos cuanto más próximos a la zona axial del Sistema Central.

Así, las zonas metamórficas de M_2 son ligeramente oblicuas a las de M_1 , de modo que la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1) llega a superponerse casi totalmente, en algunas áreas, a la zona M_1 del granate y la zona M_2 de la sillimanita (1) se superpone tanto a la zona M_1 de la distena como a parte de la zona de la estauroлита (1). Únicamente hacia el NW y ESE del Sistema Central, en el Macizo de Santa María La Real de Nieva y en el Macizo de Hiendelaencina-Angón se encuentran materiales en condiciones de la zona M_1 de la distena (Mapa I), sin superposición de la zona M_2 de la sillimanita (1). Esta distribución cartográfica indica la presencia somera, hacia finales de D_2 , de un núcleo de alto grado en la zona axial del Sistema Central, en forma de un domo aproximadamente elongado NE-SW (Figura 6), es decir, perpendicular a la dirección de extensión.

Aunque las isogradas de M_2 se dispongan cartográficamente oblicuas a las de M_1 , son afectadas solidariamente con ellas por las deformaciones posteriores de D_3 , D_4 y D_5 .

De nuevo, en macizos metamórficos más occidentales, como Santa María La Real, Ojos Albos, La Cañada-Cebreros y otros, la superposición de M_2 alcanza intensidad en niveles estratigráficos (o tectono-estratigráficos) más profundos que en el área oriental de Honrubia-El Cardoso-Hiendelaencina, de modo que el desarrollo del gradiente de M_2 no es absolutamente simétrico a ambos lados del núcleo central de alto grado. Esto parece confirmar una mayor profundidad de enterramiento hacia el E de Somosierra.

Estadio M_3

Metamorfismo de gradiente de baja P/T (presiones bajas y temperaturas medias a altas). La recrystalización tuvo lugar en condiciones de las facies de los esquistos verdes, de las anfíbolitas y de las granulitas, siempre a baja presión. Dio lugar a una zonación metamórfica no plegada, aproximadamente paralela a las estructuras de plegamiento de D_3 , que se superpone a las zonas metamórficas y estructuras anteriores, pero que es cartográficamente cortada por el trazado de las fallas normales tardías (por ejemplo la Falla de Berzosa, ver Mapa IIa). La zonación únicamente tiene desarrollo importante en las zonas más internas (donde afloran los materiales de la Unidad Inferior y de la Unidad Intermedia) y en las zonas más externas adyacentes. De menos a más grado metamórfico se pueden reconocer: zona de estauroлита (2) – zona de andalucita – zona de sillimanita (2) y zona de sillimanita + cordierita + Kfs. En el Macizo de Honrubia, la aparición de andalucita parece ser más somera que la de estauroлита (2). Si esto es así, implicaría que para el principio de M_3 el enterramiento era algo menor en Honrubia que en El Cardoso.

Estadio M_4

Representa la recrystalización de bajo grado asociada a la exhumación final y enfriamiento de la macroestructura. Esta recrystalización sucede en condiciones de la facies de los esquistos verdes y está ligada espacialmente, sobre todo, a las fallas extensionales más tardías desarrolladas durante D_4 . Estas fallas tienen una evolución fuertemente retrógrada, comenzando su actividad en condiciones aún dúctiles y calientes, para acabar funcionando en condiciones más frías, dúctil-frágiles y finalmente frágiles.

8. PETROGRAFÍA

Claves de clasificación textural

Muchas de las fases minerales metamórficas descritas en este estudio presentan dos o más generaciones (sillimanita (1) y (2), estaurolita (1) y (2), biotita tipos 1, 2, 3 y 4, clorita tipos 1, 2, 3 y 4, etc.), con diferentes tipos texturales incluso dentro de cada generación, por lo que consideramos necesario introducir previamente una clave de clasificación petrográfica de algunos de estos minerales, especialmente en el caso de las rocas pelíticas, para su posterior estudio mineraloquímico.

Clasificación textural de cloritas

Las cloritas pueden ser clasificadas en cuatro tipos texturales principales de acuerdo con sus relaciones con las fábricas deformativas principales. Dentro de algunos de esos tipos pueden distinguirse distintos subtipos en función de características microtexturales. Esta clasificación se recoge en el cuadro de la Figura 7, confrontándose los tipos texturales con los episodios de recrystalización a los que parecen asociarse.

Tipo 1	1a	Lepidoblastos orientados en la S_1	Zona de la clorita Zona de la biotita	M_1
	1b	Pequeños porfidoblastos semienvueltos por la S_1		
	1c	Blastos en sombras de presión		
Tipo 2	2a	Lepidoblastos orientados en la S_2	Zona de la biotita Zona del granate Zona de la estaurolita (1)	$M_1 - M_2$
	2b	Pequeños porfidoblastos semienvueltos por la S_2		
	2c	Blastos en sombras de presión		
Tipo 3	Porfidoblastos post- S_2		Zona del granate Zona de la estaurolita (1)	$M_2 - M_3$
Tipo 4	Blastos en pseudomorfosis		Todas las zonas	M_4

Figura 7: Cuadro de clasificación de cloritas atendiendo a sus características texturales y microestructurales, zona metamórfica a la que se asocian y episodio metamórfico al que parecen estar ligadas.

La clorita tipo 1 agrupa distintos subtipos de cloritas sin- D_1 : finos lepidoblastos idiomorfos orientados paralelamente a la fábrica S_1 (clorita tipo 1a, Lámina XVa), pequeños porfidoblastos idiomorfos a subidiomorfos semienvueltos por S_1 (clorita tipo 1b, Lámina XVb) y cristales idiomorfos a alotriomorfos formados en sombras de presión, en torno a ilmenitas o cloritoides, fundamentalmente (clorita 1c). Se encuentran indistintamente en las zonas M_1 de la clorita o de la biotita, por lo que ligamos su blastesis a ese mismo episodio metamórfico.

La clorita tipo 2 agruparía subtipos en las mismas posiciones texturales que los anteriores: clorita tipo 2a, clorita tipo 2b y clorita tipo 2c, respectivamente, pero con respecto a S_2 como fábrica penetrativa en las rocas (Lámina XVc-e). Se trata pues de cloritas cristalizadas en la banda de cizalla dúctil de D_2 . Los tres subtipos pueden encontrarse indistintamente en las zonas metamórficas M_1 de

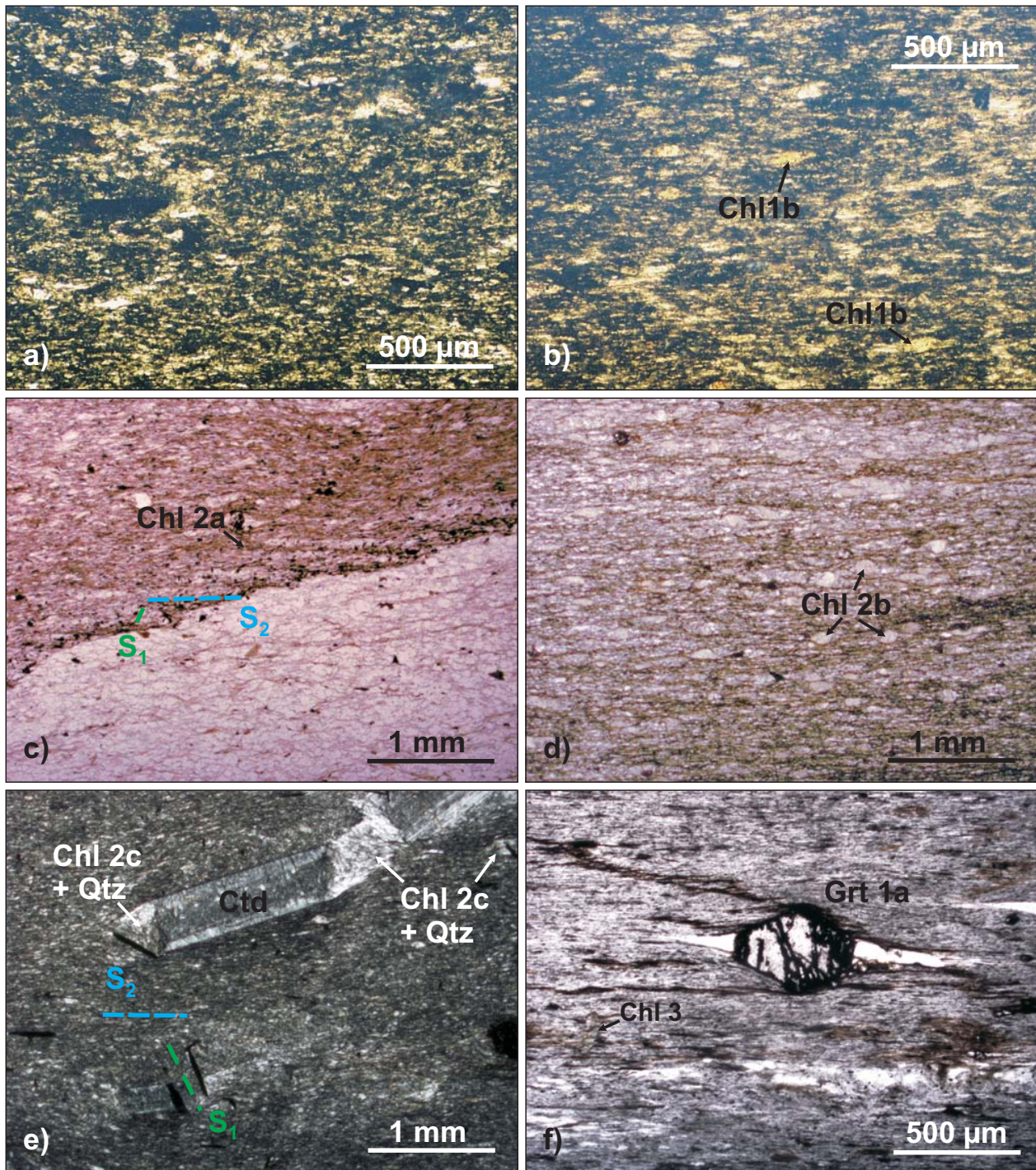


Lámina XV: Microfotografías con diversos motivos texturales. a) Pizarra formada por finos lepidoblastos de mica blanca y clorita de tipo 1a, y cuarzo, orientados en la fábrica S1. b) Clorita de tipo 1b formando pequeños porfidoblastos orientados en la fábrica S1. c) Cristales de clorita del tipo 2a orientados en planos S2 de crenulación sobre S1. d) Pequeños porfidoblastos de clorita tipo 2b envueltos por S2. e) Cristales de clorita tipo 2c junto a cuarzo en sombras de presión de cloritoides e ilmenitas (láminas negras) envueltos por S2 en una filita de la zona de la biotita, subzona con cloritoides. f) Pequeño porfidoblasto de clorita del tipo 3 creciendo atravesado sobre la fábrica S2 de un esquistos de la zona del granate.

la biotita y del granate, y en la zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1), si bien prácticamente sólo hacia el techo de esta última, ya que la clorita prograda desaparece a mayor grado metamórfico dentro de la zona de la estaurolita (1). Por su carácter sincinemático con respecto a D_2 , su blastesis debe ser tardía en M_1 o incluso temprana en M_2 .

La clorita tipo 3 corresponde a la blastesis de pequeños porfidoblastos idiomorfos (0.2–0.5 mm, Lámina XVf) que crecen postcinemáticamente sobre la fábrica planar S_2 , en la zona estructuralmente media-alta de la zona de cizalla dúctil de D_2 (zona metamórfica del granate y techo de la zona de la estaurolita (1)). La adscripción post- S_2 aclara poco sobre el episodio metamórfico en que se originan, pudiendo ser sincrónicos con el final de M_2 (mientras la zona de cizalla D_2 se enfría de techo a muro, pero sigue activa en sus niveles más profundos y calientes) o estar ya relacionados con M_3 (sin- D_3 , como las blastesis post- S_2 de estaurolita (2), andalucita o sillimanita (2)).

La clorita tipo 4 son aquellos blastos, usualmente alotriomorfos, que crecen como sustitución pseudomórfica a partir de biotita (Lámina XVIa), cloritoide y granate. Corresponden a la retrogradación final de las rocas en condiciones de esquistos verdes (M_4).

Clasificación textural de biotitas

Las biotitas metamórficas responden también a cuatro tipos principales de relaciones microestructurales y distintos subtipos texturales. En el cuadro de la Figura 8 se sintetizan principalmente estas relaciones en los metasedimentos y su aparición en las distintas zonas metamórficas.

TIPO 1	1a	Lepidoblastos orientados en la S_1	Zonas M_1 Bt y Grt	M_1
	1b	Porfidoblastos deformados por D_1		
	1c	Microinclusiones en otros minerales	Zonas Bt, Grt y St (1)	
TIPO 2	2a	Lepidoblastos orientados en la S_2	Todas las zonas a partir de la zona M_1 de la biotita	$M_1 - M_2$
	2b	Porfidoblastos deformados por D_2		
	2c	Blastos en sombras de presión sin- D_2		
	2d	Microinclusiones en otros minerales		
	2e	Cristales en agregados granoblásticos		
TIPO 3		Porfidoblastos post- S_2	Sólo zona M_1 del granate	$M_2 - M_3$
TIPO 4	4a	Finos lepidoblastos en planos C post- D_3	Zonas M_3 a partir de andalucita	$M_3 - M_4$
	4b	Blastos en pseudomorfosis	A partir de la zona del granate	M_4

Figura 8: Cuadro de clasificación de biotitas atendiendo a sus características texturales y microestructurales; zonas metamórficas en las que pueden aparecer y episodios metamórficos a los que se asocia su blastesis.

La biotita tipo 1 corresponde a distintos tipos de cristales crecidos durante D_1 : lepidoblastos idiomorfos muy finos formando parte de la S_1 como fábrica principal de las rocas (tipo 1a), pequeños porfidoblastos subidiomorfos estirados paralelamente a S_1 (tipo 1b) y pequeños lepidoblastos que forman parte de la esquistosidad interna $S_1 = S_1$ de porfidoblastos sin- D_2 de granate, estaurolita (1) o plagioclasa (biotita tipo 1c). Sólo aparecen en las rocas de la Unidad Superior debido a la menor recrystalización metamórfica post- M_1 y a la menor trasposición de S_1 por S_2 .

La biotita tipo 2 es aquella cuya blastesis se desarrolla sin- D_2 . Aparecen lepidoblastos idiomorfos a subidiomorfos de diverso tamaño orientados en la S_2 (tipo 2a, Lámina XVIb); porfidoblastos gruesos

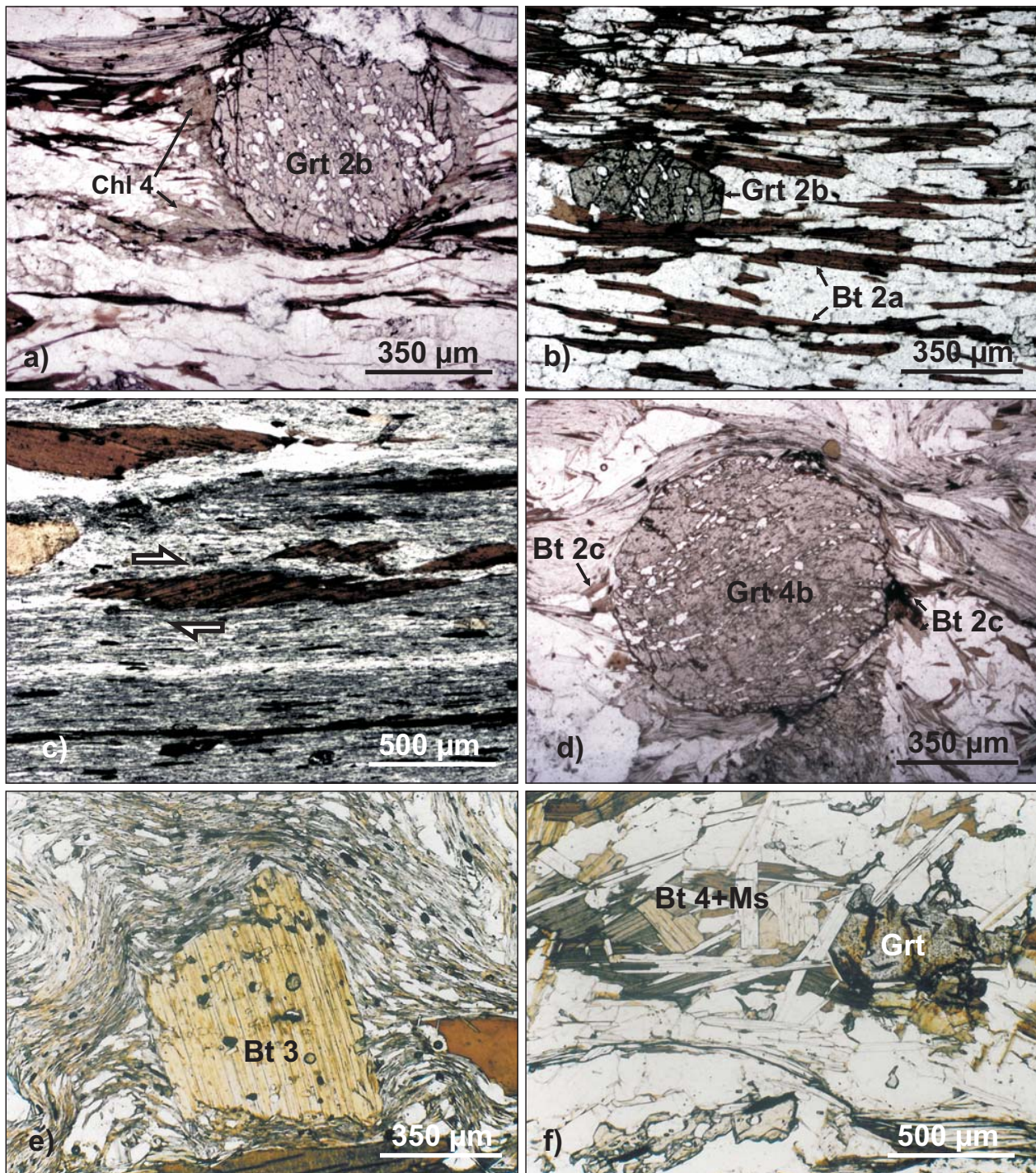


Lámina XVI: Microfotografías de diversos motivos texturales. a) Cristales de clorita tipo 4 reemplazando a biotita en la sombra de presión de un granate tipo 2b. b) Biotitas lepidoblásticas tipo 2a definiendo la fábrica S2 de un esquistos de la zona de la estaurolita (1). c) Porfidoblastos de biotita 2b fuertemente deformados paralelamente a S2. d) Lepidoblastos de biotita tipo 2c en las sombras de presión de un granate tipo 4b. e) Porfidoblasto de biotita tipo 3 creciendo postcinemáticamente respecto a la fábrica S2 y al que se adaptan los micropliegues D3. f) cristales de biotita del tipo 4 y micas blancas reemplazando a granate en un paragneis de la zona de la sillimanita (1).

idiomorfos poco deformados a subidiomorfos muy estirados en la S_2 (tipo 2b, Lámina XVIc); cristales en sombras de presión sin- D_2 de otros porfidoblastos (tipo 2c, Lámina XVI d); cristales incluidos en otros porfidoblastos, bien como lepidoblastos de una $S_1 = S_2$ o bien como inclusiones no orientadas (tipo 2d) y cristales no orientados crecidos en rocas de textura granoblástica y alto grado metamórfico (tipo 2e). Los porfidoblastos del tipo 2b aparecen más estirados en los niveles estructuralmente más profundos y apenas deformados en los niveles más altos de la zona de cizalla sin- D_2 , indicando que su blastesis antecede a la progresión de la deformación hacia el techo estructural de la zona de cizalla.

La biotita tipo 3 identifica exclusivamente a porfidoblastos idiomorfos de 2-4 mm no deformados por D_2 , sino que crecen estáticamente sobre la S_2 (Lámina XVIe). Interpretamos que representan la blastesis post- D_2 (probablemente sin- D_3) de los porfidoblastos de tipo 2b.

La biotita tipo 4 incluye los dos subtipos de biotitas cuya blastesis suponemos más tardía: lepidoblastos orientados en planos discretos de cizalla que cortan a la S_2 o a micropliegues D_3 (tipo 4a) y blastos producto de la desestabilización de otros minerales ferromagnesianos, particularmente en pseudomorfosis de granates (tipo 4b, Lámina XVI f). Son frecuentes en las zonas estructuralmente más profundas, en especial el tipo 4a.

Clasificación textural de granates

Los granates, especialmente los de los metasedimentos, presentan una gran variación en las formas de presentarse, aunque su blastesis está únicamente ligada a los estadios M_1 y M_2 . Por ello, en la clasificación de este mineral (Figura 9), se atiende especialmente a las distintas texturas de las microinclusiones, así como a las relaciones con las esquistosidades internas (S_i) y con la esquistosidad externa (S_e). En algunos casos se emplea un asterisco para indicar que el mineral de ese tipo textural determinado aparece como inclusiones en otros porfidoblastos.

Tipo 1	Granates sin fábrica interna definida	1a Sin inclusiones o muy escasas y no orientadas 1b Sólo inclusiones reticulares 1c Abundantes microinclusiones no orientadas 1d Inclusiones gruesas no orientadas y atolones 1e Poiquiloblastos esqueléticos 1f Cristales tabulares
Tipo 2	Granates con sólo una fábrica interna: $S_i = S_1$	2a $S_i = S_1$ recta y concordante con $S_e = S_1$ 2b $S_i = S_1$ recta y discordante con $S_e = S_2$ 2c $S_i = S_1$ sigmoidal a rotacional y discordante con $S_e = S_2$ con o sin anillo externo libre de inclusiones
Tipo 3	Granates con fábrica interna compuesta: $S_i = S_1$ y recrecimientos $S_i = S_2$	3a Núcleos con $S_i = S_1$ recta, envolvente $S_i = S_2$ sigmoidal o anular discordante y anillo externo libre de inclusiones 3b Núcleos con $S_i = S_1$ sigmoidal a rotacional, envolvente $S_i = S_2$ sigmoidal o anular discordante y anillo externo libre de inclusiones
Tipo 4	Granates con sólo una fábrica interna: $S_i = S_2$	4a $S_i = S_2$ recta y concordante con $S_e = S_2$ 4b $S_i = S_2$ sigmoidal a rotacional y concordante con $S_e = S_2$

Figura 9: Cuadro de clasificación textural de granates. (S_i = esquistosidad interna en el porfidoblasto).

La confrontación de tipos texturales y zonas metamórficas (Figura 10) permite, por un lado, explicar individualmente las texturas y, por otro, sacar conclusiones genéricas en cuanto a la evolución tectonometamórfica en la vertical de la sección cortical involucrada.

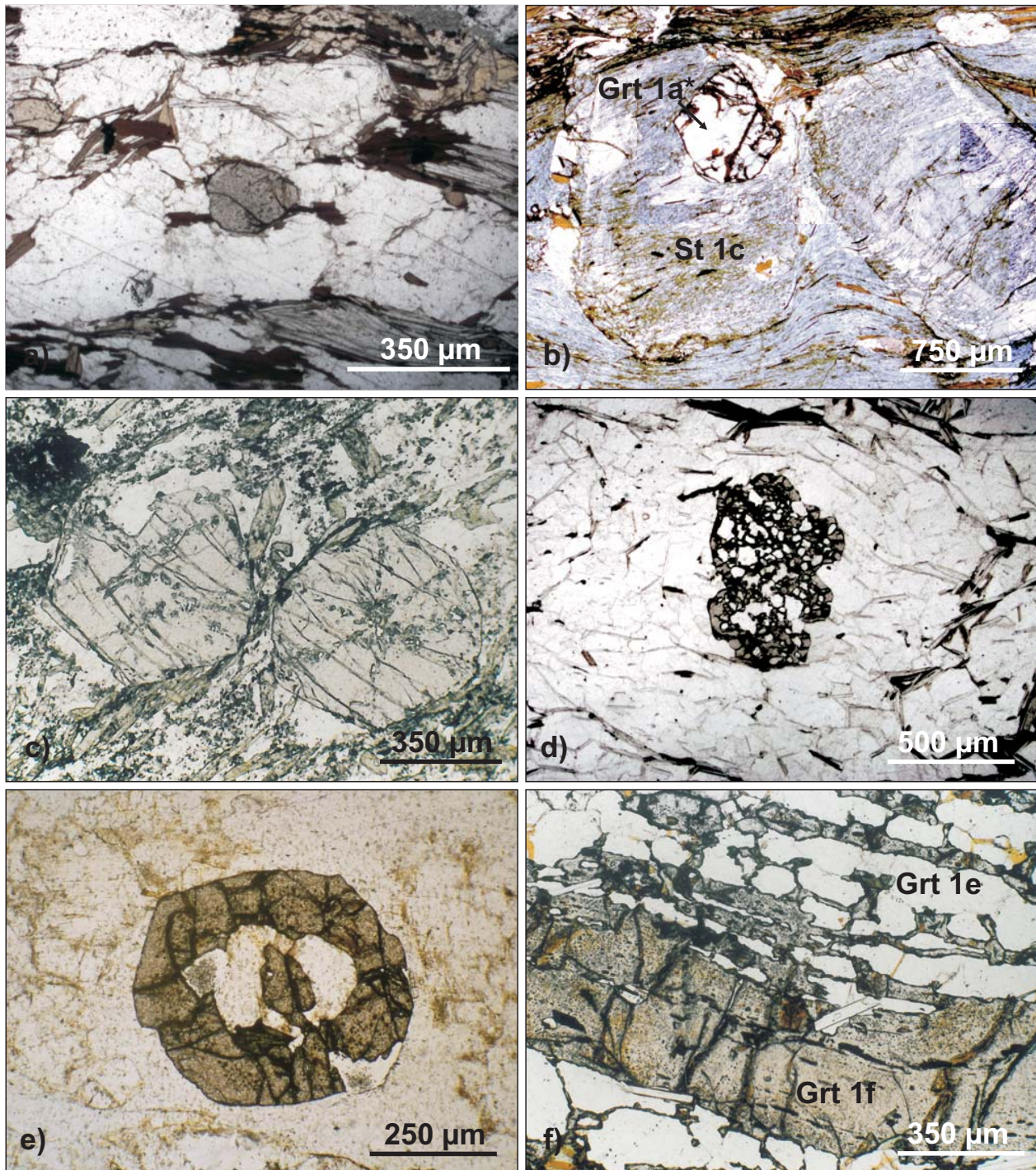


Lámina XVII: Microfotografías de diversos tipos texturales de granates. a) Granate 1a en paragneis de la zona de la sillimanita (1). b) Granate 1a* incluido en porfidoblasto de estaurolita tipo 1c (esquisto pelítico de la zona de la estaurolita (1)). c) Granates tipo 1b en roca de silicatos cálcicos de la zona de la estaurolita (1). d) Granates cribosos tipo 1c en metarenisca de la zona de la sillimanita (1). e) Granate en atolón tipo 1d en metareniscas de la zona de Sil (1). f) Granate de tipo esquelético 1e a tipo tabular 1f en paragneis de la zona de Sil (1).

ZONA METAMÓRFICA	TIPOS TEXTURALES DE GRANATE
M ₁ del granate	1a, 1b, 1c, 2a, 2b, 2c
M ₁ - M ₂ de la estaurólita (1)	1a, 1a*, 1b, 1c, 1d, 1d*, 2b, 2c, 3a, 3b, 4b
M ₂ de la sillimanita (1)	1a, 1c, 1d, 1e, 1f, 3b*, 4a, 4b
M ₂ de sillimanita + Kfs	1a, 1d, 1e, 1f

Figura 10: Esquema de aparición de tipos texturales de granate en relación con las zonas metamórficas. (* como inclusiones en otros porfidoblastos, especialmente de estaurólita (1)).

El granate tipo 1a, sin inclusiones o con escasas inclusiones (Lámina XVIIa), puede aparecer en todas las zonas con granate y con independencia del grado metamórfico. Pueden ser de idiomorfos (en la zona del granate o cuando aparecen englobados en blastos de estaurólita como granate tipo 1a*, Lámina XVIIb) a subidiomorfos o alotriomorfos (en las zonas de mayor grado). Intervienen varios factores para su desarrollo: pequeño tamaño, posición microtextural en dominios muy pelíticos, en los que toda la mesostasis es reactante, o bajas velocidades de crecimiento que inhiben la incorporación de inclusiones.

El granate tipo 1b, presenta inclusiones reticulares en aspás que probablemente se forman en las aristas entre caras de crecimiento (Lámina XVIIc). Son granates idiomorfos que aparecen únicamente en las zonas del granate y de la estaurólita, relacionados con el estadio M₁ de metamorfismo. Interpretamos la localización de este tipo textural como causada por una blastesis rápida durante M₁.

El granate tipo 1c, con multitud de pequeñas microinclusiones no orientadas (Lámina XVIIId), aparece en las zonas del granate, estaurólita (1) y a techo de la de sillimanita (1). La explicación es probablemente semejante a la de los granates del tipo 1b, una blastesis muy rápida durante M₁. Los granates de este tipo de la zona de sillimanita (1) corresponderían a blastos formados en este episodio Barroviense, en equilibrio con la distena presente en las rocas. Son generalmente idiomorfos a subidiomorfos.

El granate tipo 1d, con inclusiones gruesas no orientadas, se encuentra en rocas de la zona de la estaurólita (1) en adelante, presentando hábitos de idiomorfos a alotriomorfos. El subtipo de granate en atolón es típicamente idiomorfo (Lámina XVIIE). Relacionamos la presencia de esta textura bien con litologías más cuarzofeldespáticas, bien con el mayor tamaño de grano de las rocas a mayor grado metamórfico; más que con una blastesis ligada a las características evolutivas de M₂, ya que algunos cristales pueden aparecer incluidos en blastos de estaurólita (tipo 1d*, Lámina XIXc) y ser probablemente pertenecientes a M₁.

El granate tipo 1e, con hábito de poiquiloblastos esqueléticos (Lámina XVIIIf), es realmente un extremo textural del tipo anterior. Se encuentra en las rocas de mayor grado y tamaño de grano, particularmente en gneises con bandeados migmatíticos (zona de sillimanita + Kfs), y tiene hábitos de subidiomorfos a alotriomorfos.

El granate tipo 1f, alotriomorfo con hábito tabular (Láminas XVIIIf y XVIIIa), se localiza igualmente en rocas con bandeados composicionales que limitan miméticamente el crecimiento cristalino a los lechos de composición más pelítica, por lo que los cristales se orientan paralelamente a S₂. Son frecuentes en las rocas con un bandeo composicional más desarrollado (zona de Sil + Kfs y muro de la zona de sillimanita (1)).

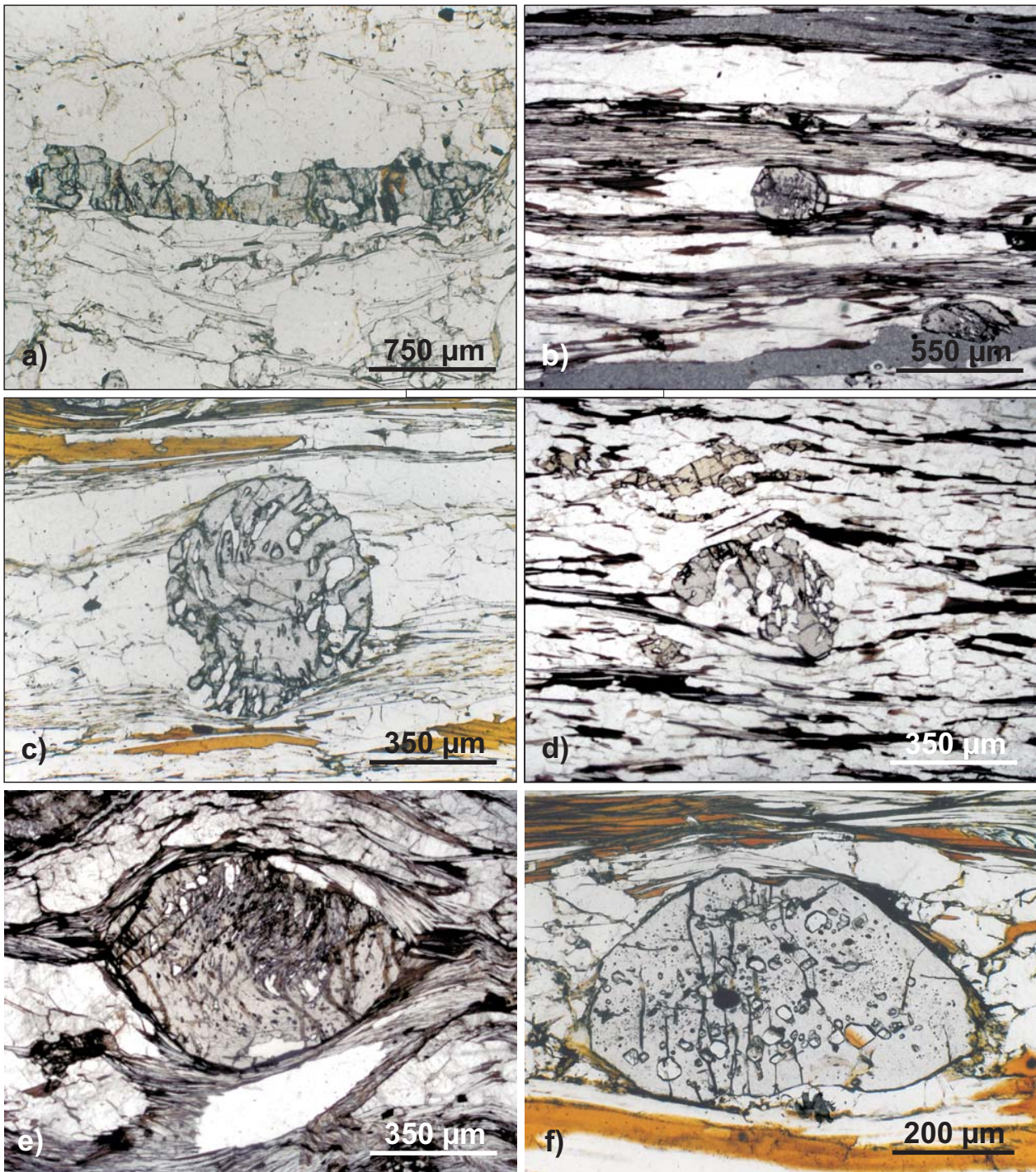


Lámina XVIII: a) Granate de tipo 1f en paragneis de la zona de sillimanita (1). b) Porfidoblasto de granate del tipo 2b; c) del tipo 2c; d) del tipo 3a; y e) del tipo 3b, todos en esquistos de la zona de la estauroлита (1). f) Granate de tipo 4a en paragneis de la zona de sillimanita (1).

El granate de los tipos 2a y 2b, que incluyen una $S_i = S_1$ recta, es post- S_1 y pre- S_2 en su nivel estructural, aunque su blastesis debe coincidir con el calentamiento inducido por la extensión sin- D_2 ; es decir, es sin- D_2 temprano. La blastesis antecedería a la migración hacia niveles cada vez más someros de la deformación por cizalla de segunda fase, que no llegaría a desarrollarse en las rocas que muestran el tipo 2a, por encima de la banda de cizalla de D_2 , en la parte alta de la zona metamórfica del granate. Los granates de los tipos 2a y 2b (Lámina XVIIIb) son correlacionables con el núcleo de los granates complejos tipo 3a. Presentan hábitos idiomorfos a subidiomorfos.

El granate tipo 2c, que incluye una $S_i = S_1$ sigmoidal o rotacional (*snow ball*, *millipede*, etc., Lámina XVIIIc), se encuentra dentro de la zona de cizallamiento dúctil de D_2 , en la zona de la estaurolita. Al igual que otros tipos con fábrica interna compleja (tipo 3b), debe corresponder a granates cuya blastesis tiene lugar fundamentalmente dentro del desarrollo de la zona de cizalla. En el caso de los 2c, su historia de crecimiento es más corta y simple que la de los del tipo 3b. Son generalmente subidiomorfos, especialmente los que presentan un anillo externo libre de inclusiones.

El granate de los tipos 3a y 3b, con un núcleo en el que se encuentra una $S_i = S_1$ recta (3a, Lámina XVIIIId) o sigmoidal a rotacional (3b, Láminas XVIIIe y XXa), envuelta por otra S_i discordante con la primera (por tanto, S_2) y un anillo externo libre de inclusiones, es característico de la zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1) y también puede aparecer, blindado en cristales de estaurolita (3b*), hacia techo de la zona M_2 de sillimanita (1). Se trata de cristales idiomorfos a subidiomorfos semienvueltos por la S_2 , por lo que su desarrollo comenzó durante S_1 o etapas tempranas de la trasposición por S_2 y continuó durante buena parte de D_2 . La disposición del anillo de $S_i = S_2$ es también discordante respecto a la $S_e = S_2$, por lo que interpretamos que son texturas relacionadas con el crecimiento en una zona de cizalla de funcionamiento complejo, probablemente por el cambio de geometría de subhorizontal (M_1) a rampa o rampas extensionales (M_2). El anillo externo libre de inclusiones podría relacionarse con un crecimiento lento durante M_2 . Muestran hábitos idiomorfos a subidiomorfos.

El granate de los tipos 4a y 4b, con una $S_i = S_2$ recta (4a, Lámina XVIIIIf) o sigmoidal a rotacional (4b, Lámina XIXa), y concordante con $S_e = S_2$, se localiza también en la zona metamórfica M_1 - M_2 de la estaurolita (1) y en la zona de la sillimanita (1). Está también relacionado con la zona de mayor deformación de la banda de cizallamiento dúctil de D_2 . Sus texturas indican crecimiento en distintas posiciones microestructurales, dominadas por una mayor o menor componente rotacional, a lo largo del funcionamiento de la zona de cizalla. Presenta hábitos subidiomorfos a alotriomorfos.

Clasificación textural de estaurolitas

Las estaurolitas de la zona de estudio son generalmente cristales complejos por sus relaciones con las fábricas. Hemos separado dos tipos principales, de acuerdo con su blastesis pre a sin- D_2 (tipo 1) o post- D_2 a post- D_3 (tipo 2); pero existen distintas subclases, cuya tipología intentaremos sistematizar en el cuadro siguiente (Figura 11).

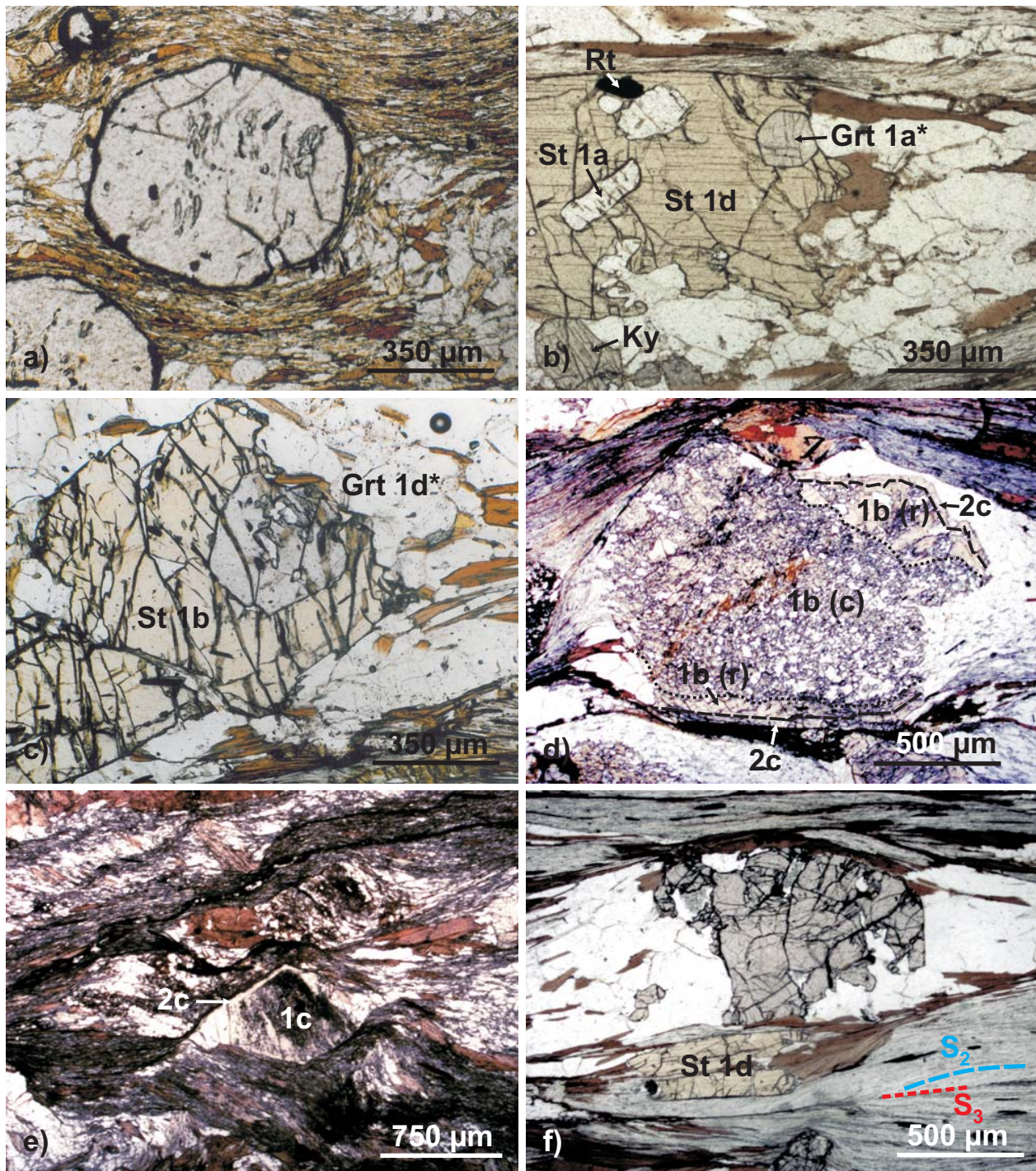


Lámina XIX: a) Porfidoblasto de granate de tipo 4b en esquistos de la zona de St (1). b) Grueso porfidoblasto de estaurolita tipo 1d con inclusiones de estaurolita tipo 1a, granate tipo 1a*, rutilo y cuarzo, en esquistos de la zona de sillimanita (1), subzona con distena metaestable. c) Porfidoblasto de estaurolita 1b con inclusión de granate tipo 1d*; zona de Sil (1). d) Otro porfidoblasto complejo de estaurolita 1b mostrando una zona de núcleo con abundantes microinclusiones (c), una zona externa con pocas inclusiones gruesas (r) y un recrecimiento idiomorfo del tipo 2c; zona de St (1). e) Otro ejemplo de recrecimiento idiomorfo 2c en torno a un núcleo turbio de estaurolita 1c; zona de St (1). f) Cristal de estaurolita 1d junto a granate en un esquistos de la zona de Sil (1).

Estauroлита (1)	M_1	1a	Cristales sin inclusiones, incluidos en otros porfidoblastos, particularmente también de estauroлита (1b), como parte de la S_1
		1b	Porfidoblastos con pequeñas microinclusiones formando una S_1 fuertemente crenulada por una S_2 discordante con la S_2 exterior
	$M_1 - M_2$	1c	Porfidoblastos que muestran una zona interna turbia de finísimas microinclusiones y algunos gruesos opacos y una zona externa con gruesas microinclusiones, ambas en continuidad y describiendo una S_1 microplegada
		1d	Cristales de mediano tamaño sin, o con pocas inclusiones y envueltos o semienvueltos por la S_2 de la mesostasia
	M_2	1e	Porfidoblastos idiomorfos que engloban una S_2 recta o sigmoidal, concordante con la S_2 externa
Estauroлита (2)	M_3	2a	Pequeños cristales idiomorfos, sin inclusiones o escasas; crecidos sobre la S_2 de la mesostasia, que choca contra sus caras
		2b	Porfidoblastos crecidos sobre charnelas de D_3 , que engloban una $S_1 = S_2$ plegada y continua con la exterior
		2c	Recrecimientos idiomorfos sobre porfidoblastos 1b o 1c

Figura 11: Esquema de clasificación textural de estauroлитas y relación de su blastesis con los episodios metamórficos.

Al igual que con los granates, la repartición de tipos texturales de estauroлитas según zonas metamórficas (Figura 12), permite obtener algunas consecuencias petrogenéticas.

ZONA METAMÓRFICA	TIPOS TEXTURALES DE ESTAUROLITAS
$M_1 - M_2$ de la estauroлита (1)	1a, 1b, 1c, 1d, 1e
M_2 de la sillimanita (1)	1a, 1b, 1d, 1e
M_3 de la estauroлита (2)	1a, 1b, 1c, 2a, 2b, 2c
M_3 de la sillimanita (2)	1b, 1d, 2a

Figura 12: Esquema de aparición de tipos texturales de estauroлита en relación con las zonas metamórficas.

La estauroлита tipo 1a representa claramente el tipo texturalmente más antiguo. Son cristales subidiomorfos que se encuentran como inclusiones en porfidoblastos de otras estauroлитas (Lámina XIXb) o de cloritoide, en relación con una $S_1 = S_1$. Crecieron probablemente durante D_1 (M_1).

La estauroлита tipo 1b constituye cristales idiomorfos a subidiomorfos que pueden haber comenzado a crecer durante D_1 y los primeros estadios de D_2 (M_1), ya que aunque parecen atrapar una S_1 ya afectada por D_2 y generalmente fuertemente crenulada e incluyendo ambas esquistosidades, la S_2 interna aparece discordante con la S_2 externa de la mesostasis, por lo que parecen no corresponder a estadios avanzados de D_2 (M_2). El núcleo de los porfidoblastos muestra una S_1 microplegada y frecuentemente traspuesta por una S_2 , formadas ambas por finas microinclusiones de cuarzo, rutilo, turmalina, biotita del tipo 1c, granates idiomorfos y estauroлитas del tipo 1a (Lámina XIXc,d). El borde de los porfidoblastos es más pobre en inclusiones, que pueden ser gruesos cristales de cuarzo, ilmenita y biotita.

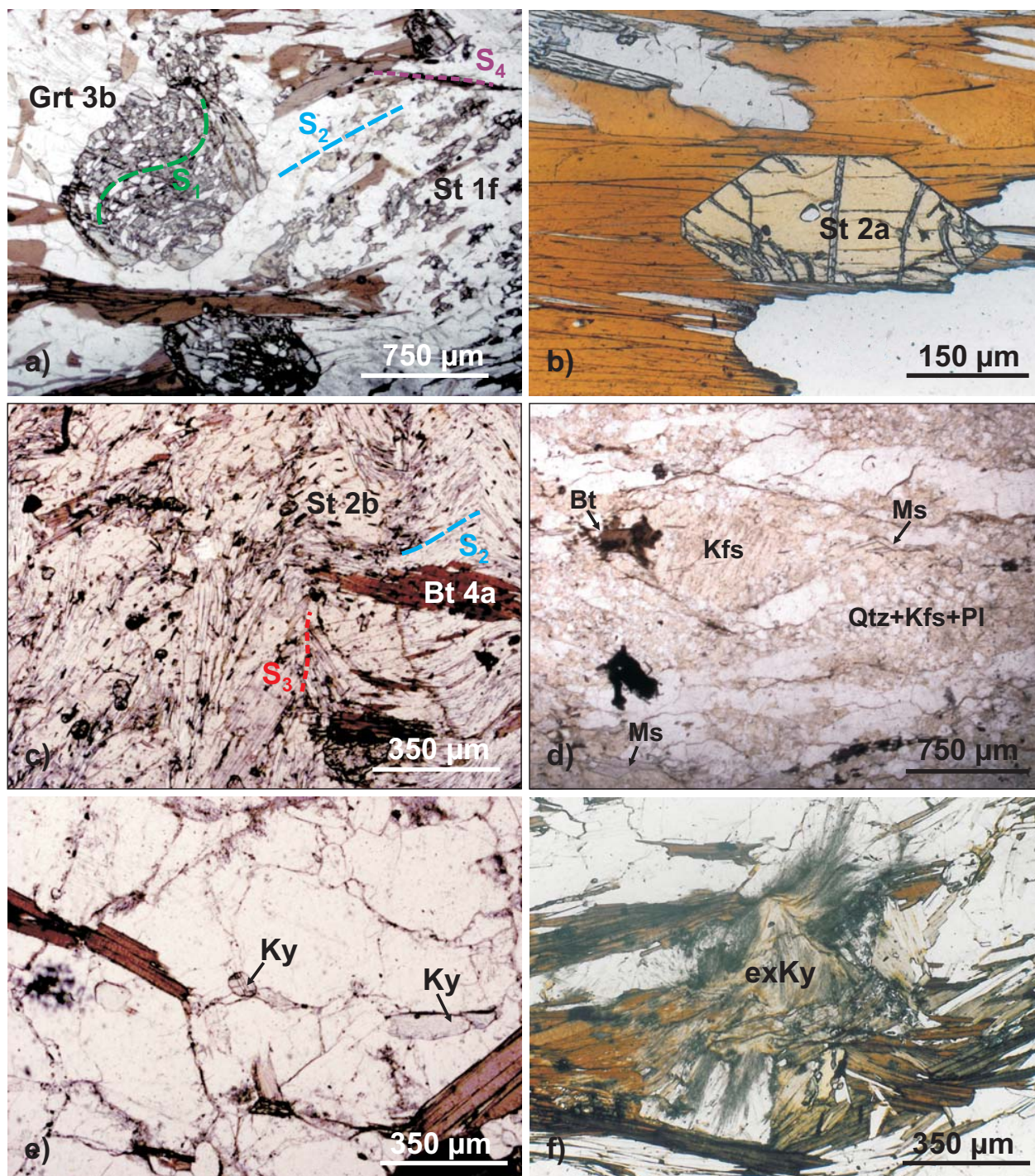


Lámina XX: a) Porfidoblasto de estaurolita esquelética tipo 1f junto a granate 3b; y b) pequeño cristal idiomorfo de estaurolita 2a en paragneises de la zona de sillimanita (1). c) Cristales de estaurolita 2b paralelos a la fábrica S_3 , que es cortada por un blasto de biotita 4a. d) Aspecto microscópico de un leucogneis de la Unidad Inferior. Destaca un pequeño porfiroclasto de feldespato potásico en la matriz granoblástica de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y escaso cristales de biotita y opacos, y la presencia de algunos cristales de moscovita secundaria orientada. e) Relictos de distena blindados en plagioclasa en paragneises cuarzofeldespáticos de la Unidad Inferior (zona de Sil + Kfs). f) Reemplazamiento total de distena (pseudomorfo cuadrangular en el centro de la imagen, exKy) por sillimanita fibrolítica en un paragneis de la parte más alta de la Unidad Inferior.

La estaurolita tipo 1c se caracteriza por presentar cristales zonados, con una zona más interna de aspecto turbio por la abundancia de microinclusiones (aparentemente de grafito, más alguna gruesa inclusión de ilmenita, Lámina XIXe), que dan lugar a una esquistosidad interna (definida por bandas con distinta densidad de microinclusiones) y una zona más externa caracterizada por la presencia de gruesas microinclusiones de cuarzo, ilmenita, turmalina y biotita (del tipo 1c), semejante a la de los cristales del tipo 1b. Los porfidoblastos son semienvueltos por la S_2 de la mesostasis, con la cual a veces tiene continuidad, por lo que su blastesis podría ir desde M_1 hasta M_2 . Son característicos de la zona metamórfica de la estaurolita (1) y, particularmente del techo de la zona. Esto parece deberse a una composición de roca total muy pelítica y rica en materia orgánica y a una temperatura de blastesis relativamente baja.

La estaurolita tipo 1d incluye cristales idiomorfos a subidiomorfos, sin inclusiones o con pocas inclusiones y que no forman porfidoblastos complejos. Son envueltos o semienvueltos por la S_2 de la matriz. Su crecimiento parece ligado a M_2 , aunque su nucleación podría ser, en casos, anterior (Lámina XIXf).

La estaurolita tipo 1e tampoco forma porfidoblastos complejos, sino cristales idiomorfos a subidiomorfos que engloban microinclusiones de cuarzo, ilmenita, rutilo y turmalina, en forma de una $S_1 = S_2$ recta o sigmoidal que conecta con la S_2 externa de la matriz. Su blastesis está claramente ligada a momentos avanzados de D_2 (M_2). Aunque presentes también en la parte de mayor grado de la zona de la estaurolita (1), son más característicos de la zona de sillimanita (1), indicando que en las zonas más profundas la blastesis de estaurolita (1) se continúa hasta más avanzada D_2 .

La estaurolita tipo 1f está formada por poiquiloblastos esqueléticos cristalizados en los dominios ricos en cuarzo (Lámina XXa). Presentan cierta elongación paralela a S_2 .

La estaurolita tipo 2a corresponde a cristales idiomorfos de mediano tamaño que crecen sobre la S_2 de la mesostasis, que choca contra sus caras (Lámina XXb). Su blastesis es, por lo tanto, post- D_2 (M_3).

La estaurolita tipo 2b consiste en porfidoblastos subidiomorfos que nuclean en charnelas de micropliegues de D_3 y crecen englobando la S_2 microplegada en continuidad con la S_2 externa (Lámina XXc). Su cristalización es de sin- D_3 a post- D_3 (M_3).

La estaurolita tipo 2c corresponde únicamente a recrecimientos idiomorfos sobre blastos complejos (tipos 1b o 1c), libres de inclusiones y de caras cristalinas contra las que choca la S_2 de la matriz (Lámina XIXd,e), por lo que su blastesis debe ser post- D_2 (M_3).

La relación entre fases minerales, principales tipos petrográficos, episodios deformativos, estadios de recrystalización metamórfica y zonas metamórficas de las rocas pelíticas y semipelíticas, queda gráficamente expresada en el diagrama blátesis-deformación de la Figura 13.

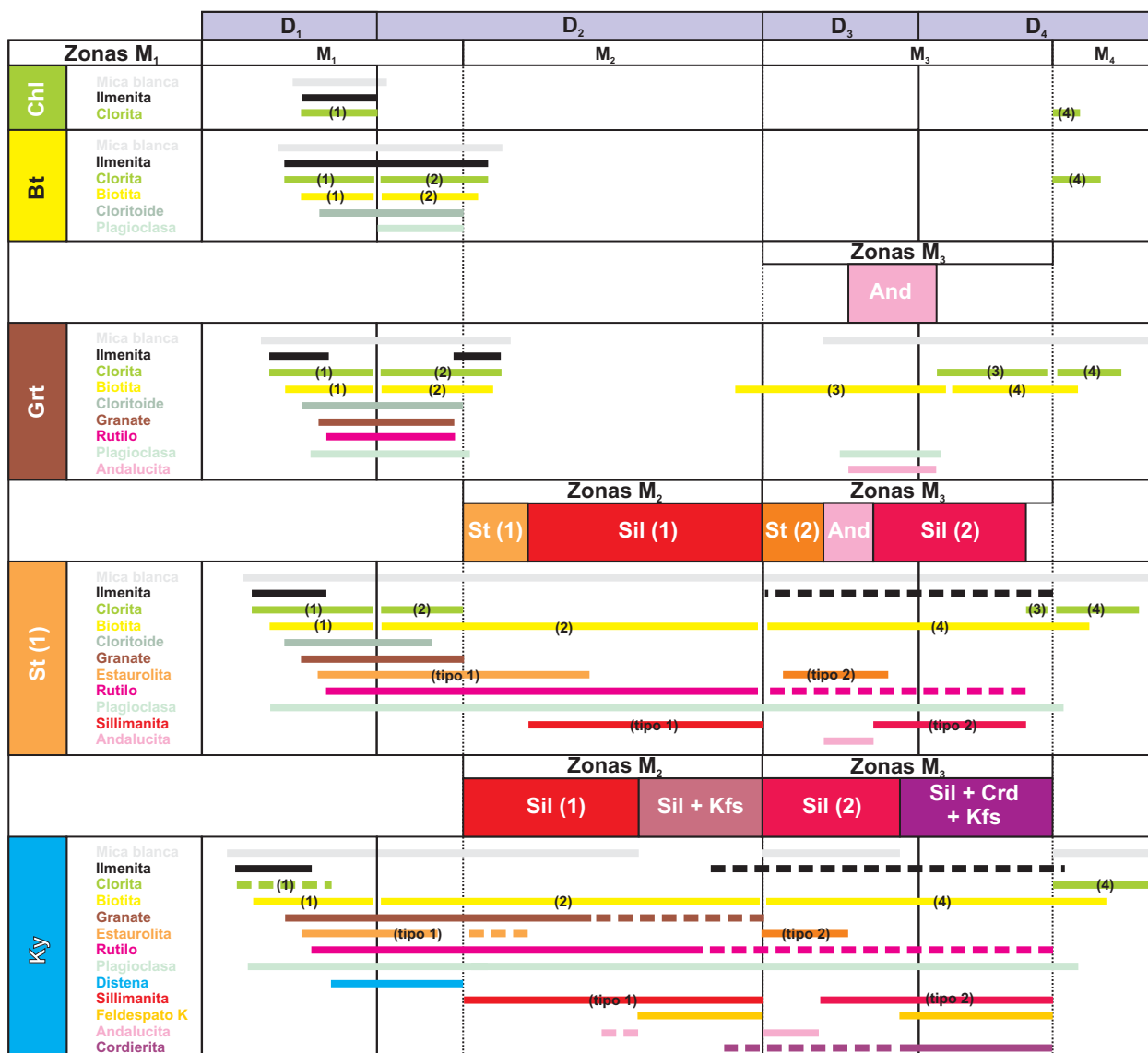


Figura 13: Diagrama de relación blastesis-deformación para las principales fases minerales de las rocas pelíticas y semipelíticas estudiadas, con indicación de sus tipos texturales cuando éstos corresponden a distintos episodios de recrystalización metamórfica.

Características petrográficas de los materiales de la Unidad Inferior

Los materiales de la Unidad Inferior se caracterizan por el alto grado metamórfico alcanzado durante M₂ y M₃. En áreas más occidentales, fuera del área de estudio, llegan a estar en condiciones de sillimanita + cordierita + feldespato potásico (ver Mapa I), desde el final de M₂ y durante todo el estadio M₃ (AFM número 17 de la Figura 14). Dentro del área de estudio las condiciones metamórficas pico de las rocas de la Unidad Inferior están en la segunda zona de la sillimanita, con estabilidad de sillimanita + feldespato potásico durante el estadio M₂ (AFM número 13, Figura 14) y de sillimanita (2) durante el estadio M₃ (AFM número 16).

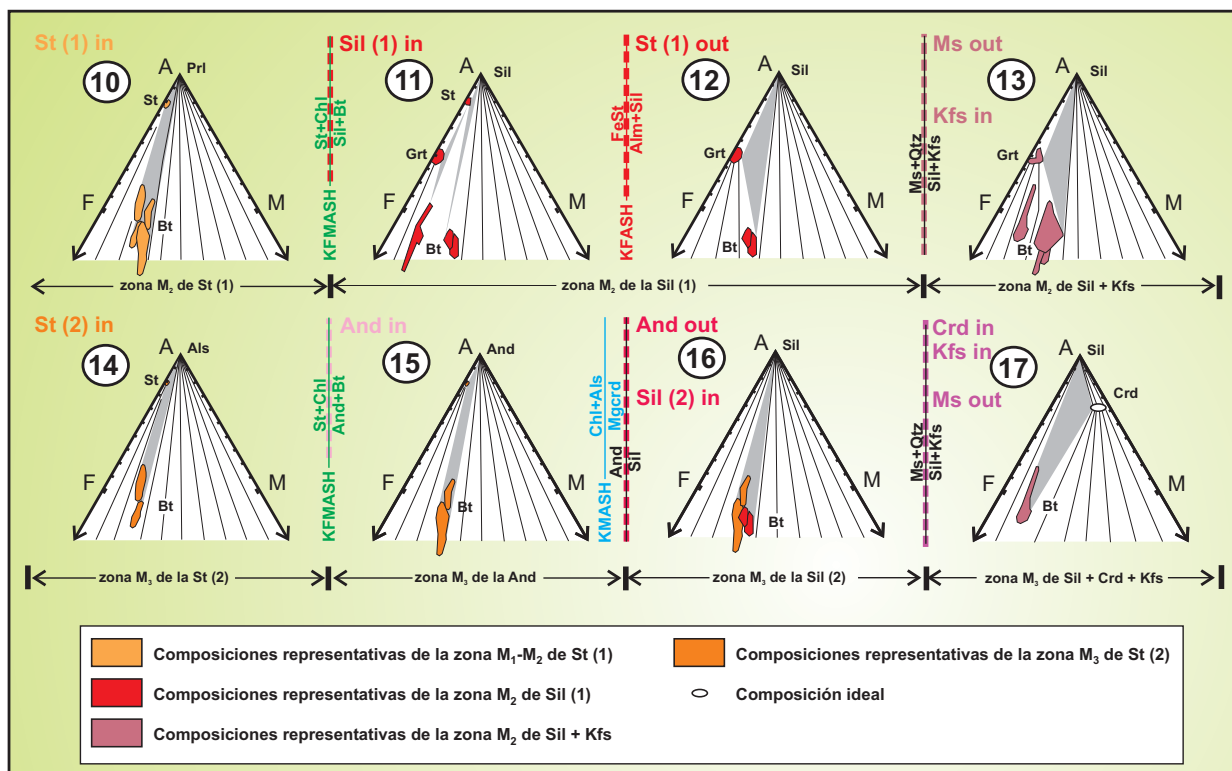


Figura 14: Diagramas AFM para las zonas metamórficas de los episodios M_2 y M_3 . Las composiciones proyectadas responden a fases minerales analizadas en rocas pelíticas y semipelíticas de cada zona, o las más aproximadas si se carecen de datos. Campos diferentes de la misma fase mineral corresponden a muestras diferentes. Para la localización de los campos P-T de estabilidad de cada asociación ver Figura 15.

Los principales materiales que integran la Unidad Inferior en el área de estudio son:

- Ortogneises glandulares
- Leucogneises
- Paragneises cuarzofeldespáticos
- Paragneises semipelíticos
- Paragneises pelíticos
- Metareniscas feldespáticas
- Cuarcitas y conglomerados
- Rocas de silicatos cálcicos
- Mármoles
- Leucogranitos con granate y turmalina
- Aplo-pegmatitas deformadas

Ortogneises glandulares

Afloran en el Sistema Central extensos macizos de gran espesor, formados por rocas ortoderivadas de composición granítica *s.l.*, cuya principal característica en común es su textura macroglandular, en la que destacan cristales de feldespato potásico de gran tamaño envueltos por la foliación. Las

variaciones de facies responden a distintas composiciones químicas de los protolitos, existiendo variedades melanocratas muy oscuras, de composición granodiorítica y una matriz muy rica en biotita, variedades mesocratas y variedades, “facies común” en la literatura regional, con matriz más cuarzofeldespática, que responden a una composición granítica *s.l.* Dentro de éstos, además, existen macizos con facies de gran abundancia de glándulas y otros más ricos en matriz.

Está comúnmente aceptado que al menos la mayor parte de estos macizos tienen una edad Cámbrico terminal-Ordovícico Inferior (500-470 Ma; Rb-Sr; Vialette et al., 1986 y 1987; 490-480 Ma; U-Pb; Valverde-Vaquero y Dunning, 2000), y que probablemente proceden de la fusión de una corteza que incluye una participación ígnea más antigua, de edad Cadomiense (560-540 Ma; U-Pb; Bischoff et al., 1986). Esta signature está también presente en los metasedimentos que aparecen en los domos gneísicos de alto grado (Bea et al., 2003).

Por tanto, se trataría en su mayoría de cuerpos intrusivos emplazados en los metasedimentos pre-ordovícicos. Sin embargo, tanto la existencia sistemática de circones heredados de edades Cadomienses en los ortogneises ordovícicos, como la presencia de granitos Cadomienses en el Dominio de Gredos (Ortogneis de La Almohaya, en el macizo migmatítico de La Peña Negra, de edad 545 Ma obtenida mediante U-Pb; Zeck et al., 2004), hace que no se pueda descartar que otros cuerpos de las áreas occidentales y centrales del Sistema Central sean de esa edad. En este sentido, hay algunos macizos como el ortogneis de La Cañada, sobre el que afloran metasedimentos pre-ordovícicos, que incluyen niveles de metarcosas y conglomerados con cantos feldespáticos, lo que podría indicar que el protolito del ortogneis es también pre-ordovícico.

Aparte de los megacrystales de Kfs, en la matriz se encuentran pequeños fenocrystales de Kfs y de plagioclasa y agregados policristalinos de cuarzo que probablemente también corresponden a fenocrystales recrystalizados.

Los tipos presentes en el área de estudio pertenecen a la facies común o son ligeramente mesocratos. La fábrica principal es un bandeado migmatítico algo irregular, en el que alternan bandas milimétricas a centimétricas de composición cuarzofeldespática y niveles milimétricos principalmente formados por biotita (tipo 2a) y sillimanita. El grado de fusión parcial depende de la composición del protolito, siendo más alto en los términos más graníticos *s.l.* de las facies comunes y muy bajo en los términos melanocratos.

Son frecuentes también las migmatitas diatexiticas desestructuradas. En ellas, las glándulas aparecen como xenocrystales flotando en el fundido anatético y masas restíticas bandeadas aparecen como estructuras *schlieren*. Esta migmatización desestructurante borra la fábrica principal S_2 y los pliegues y crenulaciones de D_3 . En la zona de Sil + Kfs estos fundidos tardíos tienen extensión más limitada, pero en áreas más internas, en la zona de Sil + Crd + Kfs, los macizos de ortogneises y paragneises semipelíticos con estructura nebulítica alcanzan gran extensión.

El feldespato potásico puede aparecer de las siguientes formas:

- Glándulas de gran tamaño, idiomorfas a subidiomorfas ovoidales (textura *augen*) de entre 4 y 15 cm, con 8 cm de eje mayor como medida más frecuente. La composición original es de ortosa,

pero aparecen comúnmente transformados a microclina y con texturas pertíticas de exsolución lamelar de plagioclasa. Son frecuentes las maclas de dos individuos, tipo *carlsbad*. Presentan inclusiones de pequeñas micas idiomorfas en texturas anulares tipo *frasl* o anubarradas en los núcleos, e inclusiones de cuarzo redondeadas del tipo *drop-like*. En los bordes en contacto con plagioclasa son frecuentes los intercrecimientos mirmequíticos. Las glándulas de feldespato desarrollan colas de presión de cuarzo y biotita (tipo 2c), siendo las colas de trituración más raras.

- Glándulas subidiomorfas de hasta 2 cm, frecuentemente en maclas de dos individuos, con inclusiones de pequeñas micas idiomorfas dispersas o reticulares.
- Cristales nuevos alotriomorfos, en el mosaico granoblástico orientado de los leucosomas.

La plagioclasa puede formar dos tipos de cristales:

- Glándulas subidiomorfas de hasta 1 cm, con restos de zonados oscilatorios, texturas antipertíticas y, a veces, bordes con zonados por difusión.
- Cristales alotriomorfos en el agregado granoblástico de la matriz.

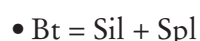
El granate, más bien escaso, puede llegar a ser centimétrico en algunas bandas de paragneises cuarzofeldespáticos muy leucocráticos. Suele presentarse como:

- Cristales o megacristales de textura esquelética en los niveles cuarzofeldespáticos (tipo textural 1e).
- Cristales de hábito tabular, paralelos a la foliación en las bandas micáceas (tipo textural 1f).

Pero lo más usual es encontrar únicamente agregados pseudomórficos formados por biotita (tipo 4b), mica blanca e ilmenita con texturas en mortero no orientadas.

Los megacristales de granate 1e presentan un núcleo repleto de inclusiones, con textura casi gráfica, de cuarzo, biotita (tipo 2d) y alguna de rutilo. Los bordes se encuentran más libres de inclusiones y en lugar de rutilo aparecen cristales de ilmenita. Relictos de rutilo están también presentes en la matriz foliada, aunque la fase titanada más frecuente es la ilmenita.

La biotita aparece principalmente como lepidoblastos alargados (tipo 2a), pero recrystalizados postcinemáticamente, con baja deformación intracristalina. La sillimanita forma generalmente nódulos, cintas y madejas de fibrolita que crecen a expensas de la biotita o agujas individualizadas que intercrecen con el cuarzo. Más raramente se encuentra sillimanita prismática, siempre en cristales de pequeño tamaño. Pueden aparecer relictos de distena blindados en plagioclasa, hecho ya señalado por Killmurray (1978) y espinela marrón formándose junto con sillimanita a partir de la biotita, de acuerdo con la reacción:



En la zona de sillimanita + cordierita + feldespato potásico, se encuentran además cristales subredondeados de cordierita envueltos por la foliación. Ilmenita, rutilo, circón, monacita (a veces como gruesos cristales de tonos verdosos) y apatito aparecen también dentro de la fábrica S_2 , mientras

que en esta zona metamórfica la moscovita aparece únicamente como cristales tardíos, creciendo atravesados a la fábrica principal en planos C o en pseudomorfos de granate.

Leucogneises

Afloran como cuerpos alargados, intruyendo tanto en los ortogneises macroglandulares como en los metasedimentos. Existen también varias facies: leucogneises con glándulas de feldespato potásico de mediano tamaño, leucogneises metaplíticos de grano fino y sin megacristales de feldespato y leucogneises bandeados, con niveles ricos en biotita y también sin glándulas de feldespato. Se interpretan como gneises metagraníticos *s.l.*, de edad probable Ordovícico Inferior (o Cámbrico terminal) de acuerdo con las dataciones disponibles en macizos correlacionables en toda la Zona Centroibérica, (Viallette et al., 1987; Valverde-Vaquero y Dunning, 2000; Díez Montes, 2007), de modo que estarían relacionados con el mismo episodio magmático que los ortogneises glandulares. Los tres tipos suelen aparecer asociados en campo, como en el macizo situado en la Sierra de Horcajo, entre Horcajo de los Montes y Montejo de la Sierra. Otro rasgo común a los tres tipos de leucogneises es que la deformación es mucho más penetrativa e intensa en los bordes de los macizos, lo cual es consistente con una deformación bajo condiciones finales retrógradas para la fábrica regional.

Leucogneises con glándulas

Es la facies más común de leucogneises (Lámina XXd), caracterizada por la presencia de glándulas idiomorfas a subidiomorfas de feldespato potásico de 1 a 4 cm, con una distribución de irregular densidad. Afloran como macizos alargados por la deformación, pero frecuentemente con megaenclaves y niveles continuos intercalados de los metasedimentos encajantes. Esta presencia de niveles más pelíticos intercalados ha sido a veces interpretada como prueba de un origen volcánico, pero dada su apariencia textural metagranítica y su aparición en distintos niveles estratigráficos pre-ordovícicos y encajando a veces oblicuamente en ortogneises macroglandulares y metasedimentos, su origen más probable es el de intrusiones laminares someras, a veces coalescentes. Los leucogneises no aparecen intruyendo en el Ordovícico Inferior, salvo los leucogranitos que aparecen en forma de conductos, encajando en los tipos subvolcánicos del Ollo de Sapo (en Honrubia y el granito de Bustares en Hiendelaencina). Las facies internas de los macizos presentan texturas granoblásticas a granolepidoblásticas, con una cierta alternancia de niveles más o menos leucocráticos según la abundancia de cristales de biotita dispersa, pero sin llegar a dar un bandeo migmatítico bien definido. En los bordes de estos cuerpos, o en los cuerpos menos potentes, la fábrica es una foliación milonítica, definida por la orientación de biotita, sillimanita, granates en cadenas y finos prismas de turmalina en una matriz granoblástica orientada de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. En esta fábrica es frecuente la aparición de moscovita de neoformación orientada.

Leucogneises metaplíticos

Forman cuerpos de estructura acintada o tabular, con recorridos de varios kilómetros y potencias de hasta varias decenas de metros, pero también pueden aparecer como pequeños cuerpos intruyendo a los otros dos tipos metagraníticos o como facies de borde de los macizos de leucogneises glandulares,

probablemente por tratarse originalmente de diques aplíticos y de facies marginales y de cúpula. Están formados por un mosaico granoblástico orientado de grano fino, de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa como constituyentes principales, y con biotita (tipo 2a), granate, turmalina en agregados, opacos y moscovita secundaria como constituyentes minoritarios. La moscovita de neoformación puede responder a dos tipos: una desorientada y otra orientada en la fábrica regional, más frecuente en la parte más deformada y estructuralmente más alta de la Unidad Inferior. En estos niveles altos, la deformación es bastante penetrativa en los cuerpos acintados que intruyen en metasedimentos o en las facies de borde de los macizos gneísicos (no así en las pequeñas venas aplíticas que encajan dentro de ellos, que quedan más protegidas de la deformación por cizalla), lo que también es en parte responsable del fino tamaño de grano de estos gneises. El granate es frecuente, sobre todo los tipos texturales 1a, 1d y 4a, cristalizando a partir de la biotita, pudiéndose observar microdominios sin biotita en torno a los granates.

Leucogneises biotíticos bandeados

Aparecen limitados a estas zonas profundas (Unidad Inferior), formando cuerpos estirados, con potencias de varias decenas de metros. Presentan una estructura interna bandeada de tipo migmatítico en la que alternan bandas milimétricas a centimétricas cuarzofeldespáticas y niveles milimétricos ricos en biotita, con sillimanita fibrolítica y granate, por lo que probablemente proceden de granitos biotíticos. Hacia el techo de la Unidad Inferior, en la banda de intensa deformación D_2 que limita con la Unidad Intermedia suprayacente, los bordes de cuerpos o los cuerpos menos potentes aparecen recrystalizados a una textura milonítica, con un bandeo más fino y más micáceo, con biotita (tipo 2a) y con moscovita orientada de neoformación, en el que destacan segregados cuarzofeldespáticos nuevos y lentes de cuarzo, ambos muy estirados. En estos tipos miloníticos son frecuentes los niveles micáceos ricos en granates (tipos texturales 1a, 1d, 4a y 4b) con largas colas de presión en las que se transforman a sillimanita por reacciones de los tipos:

- $Grt = Als + Pl + Qtz$
- $Grt + Rt = Als + Pl + Ilm + Qtz$

Paragneises cuarzofeldespáticos

Se trata de rocas muy leucocráticas con un acusado y regular bandeo migmatítico. Afloran únicamente en este dominio profundo de la Unidad Inferior, intercalados entre los paragneises semipelíticos y estructuralmente por encima de los ortogneises glandulares. Los niveles de leucosoma se presentan como bandas de potencia centimétrica, formadas por un agregado granoblástico de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa de grano medio a grueso como constituyentes principales. Los niveles melanocráticos, de espesor milimétrico, están formados principalmente por biotita (tipo 2a) y sillimanita, junto con restos de granate subidiomorfo de 1 a 3 mm (tipos 1a y 1d). En algunas rocas el granate puede llegar a ser muy abundante y de hasta 3 cm, con textura cribosa y englobando abundantes inclusiones de cuarzo y plagioclasa (tipos 1d a 1e). Pueden encontrarse relictos de distena blindados en plagioclasa (Lámina XXe), mientras que en la matriz, la distena aparece transformada

a fibrolita, formando lentículas que presentan un núcleo homogéneo de hábito casi prismático y unos bordes formados por haces de cristales aciculares (Lámina XXf). La sillimanita prismática, en pequeños cristales idiomorfos, es mucho menos frecuente que la fibrolítica. Al microscopio se aprecia la transformación Ky prismática Sil prismática fibrolita, indicadora de una evolución P–T–t de sentido horario. También aparecen moscovitas tardías, no orientadas o formando pseudomorfos de hábito prismático, probablemente también a partir de distena, pero a diferencia de los paragneises semipelíticos de la parte estructuralmente más alta de la Unidad Inferior, no presentan moscovita orientada en la foliación.

Incluyen venas de cuarzo estiradas en forma de *rods* paralelos a la lineación de estiramiento NW–SE (L_2), que pueden incluir gruesos cristales idiomorfos de rutilo de hasta varios centímetros de eje mayor. En la mesostasis, sin embargo, la fase titanada casi exclusiva es la ilmenita. Pequeños circones y turmalinas completan su mineralogía.

La relación leucosoma/melanosoma es muy alta, sugiriendo una elevada tasa de fusión parcial, probablemente debida a una composición del protolito cercana a la del mínimo eutéctico. Además, los contactos con los paragneises semipelíticos son transicionales, produciéndose en unas decenas de metros, según los niveles micáceos se hacen más abundantes y algo más espesos. Son frecuentes las intercalaciones de niveles estratoides de areniscas, de *boudins* de rocas de silicatos cálcicos y algunos niveles porfiroides. Por todo ello, probablemente proceden de sedimentos cuarzofeldespáticos inmaduros. Sin embargo, también aparentan ser transicionales los contactos con los ortogneises macroglandulares de composiciones graníticas, lo que unido a la presencia ocasional de glándulas ha inducido a su interpretación como ortogneises por algunos autores, si bien muchas de estas glándulas son agregados policristalinos formados por *boudinage* y rotación de venas pegmatoides intrafoliares.

Los relictos de rutilo y de distena y la presencia de granate en la fábrica estromática sugieren un desarrollo de la fábrica a lo largo de una trayectoria descompresiva pero en condiciones de presión relativamente importantes, próximos a la intersección de las curvas $Ky = Sil$ y $Ms + Qtz = Als + Kfs + H_2O$. La ausencia en estas rocas de moscovita secundaria orientada en la foliación S_2 (que sí está presente en paragneises semipelíticos o en algunos leucogneises), puede indicar que la fábrica no recrystalizó dinámicamente durante la última etapa de evolución retrógrada de D_2 , que ésta recrystalización se produjo aún en condiciones de *Ms-out*, o que las rocas estaban ya tan deshidratadas que no se pudo formar moscovita secundaria.

Paragneises semipelíticos

Los paragneises de composición semipelítica son el tipo dominante de metasedimento en las áreas profundas de la Unidad Inferior. Sus afloramientos más extensos se encuentran hacia la parte estructuralmente más alta de esta unidad, por encima de los grandes macizos de ortogneises glandulares, tanto en esta zona del valle del Lozoya como en otros macizos metamórficos como el de El Escorial-Villa del Prado. Las principales diferencias con los paragneises cuarzofeldespáticos son: mayor contenido en micas, menor tamaño de grano y menor espaciado del bandeo migmatítico. Presentan abundantes intercalaciones de areniscas feldespáticas y con menos frecuencia de rocas de

silicatos cálcicos, mármoles, cuarcitas y conglomerados. Fuera del área de estudio también aparecen intercalaciones de rocas básicas (anfibolitas).

En el área de estudio los paragneises semipelíticos se encuentran en la zona M_2 de Sil + Kfs, por encima de las condiciones de moscovita-out. En estas condiciones pico se desarrolla el bandeo migmatítico que es la fábrica S_2 característica de estas rocas. Sin embargo, en la parte estructuralmente más alta de la Unidad Inferior se encuentra una franja con abundante moscovita en cristales de buen tamaño y orientados en la S_2 , tanto en éste área como en otros macizos del SCE. Como volveremos a ver en el apartado de evolución metamórfica, hay dos posibles interpretaciones para esta subzona:

1. La moscovita es metaestable: aún superadas las condiciones de moscovita-out, no toda llegó a desaparecer en la reacción $Ms + Qtz = Sil + Kfs + H_2O$
2. La moscovita es secundaria, retrógrada, y se desarrolla hacia el final del mismo episodio D_2 que dio lugar al bandeo migmatítico.

En nuestra opinión, la abundancia de moscovita en roca, la aparición de moscovita en fábricas miloníticas del borde de cuerpos ortogneísicos en este área y, sobre todo, la posición estructural de esta franja hacia la base de una importante zona de cizalla dúctil sin- D_2 y la coincidencia en esta subzona de una tipología de granates con zonados fuertemente retrógrados, favorece la segunda interpretación. De este modo, la evolución de la zona de cizalla dúctil extensional dio lugar a un salto metamórfico entre un bloque inferior de alto grado en condiciones de fusión parcial y un bloque superior de grado medio. En los estadios finales de movimiento de la zona de cizalla, el techo del bloque inferior se enfrió hasta volver a condiciones de moscovita-in.

Tanto los niveles cuarzofeldespáticos como los micáceos tienen espesores milimétricos. Los primeros están formados por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico en un mosaico granoblástico orientado. Los niveles micáceos están formados principalmente por biotita lepidoblástica (tipo 2a) y sillimanita fibrolítica. Hacia el techo estructural aparece además abundante moscovita lepidoblástica orientada en la fábrica principal (Lámina XXIa), definiendo una subzona metamórfica. Como minerales accesorios se encuentran granate, rutilo, estaurolita, distena, turmalina, ilmenita, apatito y circón.

La biotita forma lepidoblastos subidiomorfos tabulares (tipo 2a), orientados en la fábrica, cristales alotriomorfos intersticiales entre los granos de cuarzo, plagioclasa y feldespato (biotita tipo 2e), pequeños cristales subidiomorfos incluidos en porfidoblastos (biotita tipo 2d), sobre todo de granate, y agregados secundarios a partir de bordes de granates (biotita tipo 4b).

El feldespato potásico se encuentra como cristales alotriomorfos de microclina, de contactos suturados con el cuarzo y la plagioclasa. Esta última muestra frecuentemente la macla de la albita (Lámina XXIb). La moscovita, en la zona donde aparece, se presenta como lepidoblastos de buen tamaño, orientados paralelamente al bandeo composicional y con una baja deformación intracristalina motivada por una recristalización estática.

La sillimanita es muy abundante, pudiendo distinguirse dos generaciones:

Sillimanita (1). Aparece como madejas de fibrolita formándose junto a la biotita a expensas de otros minerales (estaurolita, distena y granate, que llegan a desaparecer o ser muy escasos). En los niveles

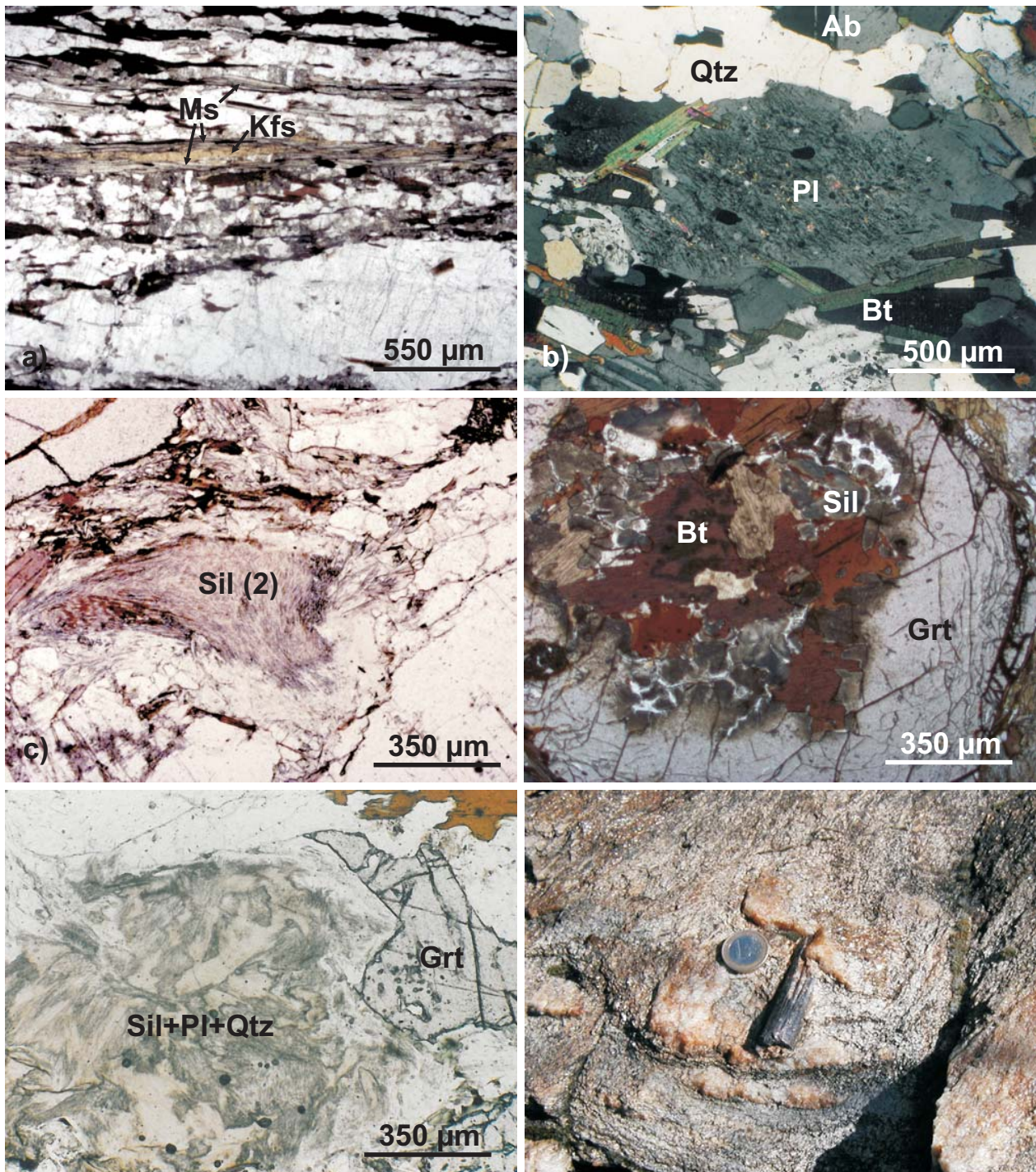


Lámina XXI: a) Microfotografía de un paragneis semipelítico de la parte más alta de la Unidad Inferior mostrando feldespato potásico y moscovita secundaria orientados en la S2. b) Porfidoblasto de plagioclasa (Pl) y matriz grano-lepidoblástica de cuarzo, plagioclasa con macla de la albita (Ab) y biotita, en paragneis semipelítico de la zona de Sil + Kfs. Luz polarizada. c) Charnela de micropliegue D3 formada por sillimanita (2). d) Microfotografía de la transformación $Grt = Bt + Sil$ y e) $Grt = Sil + Pl + Q$ en paragneises de la Unidad Inferior (zona de Sil + Kfs). f) Grueso cristal de rutilo en vena intrafoliar de cuarzo, en los paragneises semipelíticos de la Unidad Inferior cerca de Buitrago del Lozoya.

más pelíticos tiende a formar placas paralelas a la foliación S_2 o nódulos muy aplastados en ella, mientras que en los niveles cuarzo-feldespáticos forma nódulos mas gruesos, desde unos pocos centímetros a tamaño de bloques, alargados paralelamente a otros elementos de la L_2 (NW-SE).

Sillimanita (2). Se presenta como haces de fibras creciendo según charnelas de pliegues de D_3 (Lámina XXIIc), frecuentemente sobre sillimanita (1), y por último en planos de cizalla discretas que cortan los pliegues de D_3 , lo que indica una blastesis de sin- D_3 hasta sin- D_4 en estas rocas (estadio metamórfico M_3).

El granate tiene tamaños de 1 a 8 mm, subidiomorfos a alotriomorfos. Los más gruesos son porfidoblastos que suelen presentar inclusiones desorientadas relativamente grandes de cuarzo, biotita (tipo textural 2d), rutilo e ilmenita (tipo textural 1d). Los granates pueden tener coronas irregulares de plagioclasa y colas de presión en las que aparece pasando a biotita (tipo 2c), sillimanita y plagioclasa, y opacos, de acuerdo con las reacciones:

- $Alm = Ann + Sil$
- $Grt = Sil + Pl + Qtz$
- $Grt + Rt = Ilm + Pl + Qtz$

La efectividad de estas reacciones (Lámina XXId,e), especialmente la primera de ellas, se deduce de la escasez de granate conservado en las rocas de las zonas profundas (Unidad Inferior) en comparación con las rocas de zonas estructuralmente más altas (Unidad Intermedia y Unidad Superior). Dentro de la Unidad Inferior, el granate se encuentra mejor conservado en la parte estructuralmente alta de la unidad, mientras que en zonas más profundas suele aparecer pseudomorfizado a los productos anteriormente descritos, o transformado a cordierita en áreas aún más profundas y calientes (zona M_3 de sillimanita + cordierita + feldespato potásico).

Los granates más pequeños presentan pocas inclusiones (tipo textural 1a), tienen un aspecto limpio o, a veces, anubarrado por la presencia de microinclusiones oscuras. Estas microinclusiones presentan una distribución paralela a los bordes irregulares del granate, por lo que parecen exsoluciones ligadas a reacciones por difusión en volumen. En los tipos porfidoblásticos, los bordes de los granates pueden aparecer parcialmente transformados a biotitas no orientadas (tipo 4b), y éstas a cloritas retrógradas postcinemáticas (tipo 4).

El rutilo puede formar cristales prismáticos de hasta varios centímetros de tamaño incluidos en venas de cuarzo (Lámina XXIf). Son también frecuentes las maclas en codo. Es especialmente abundante en el techo estructural de la Unidad Inferior, en la zona afectada por la zona de cizalla principal de D_2 y por la blastesis de moscovita de neoformación orientada en la S_2 .

Tanto la estaurolita como la distena son muy escasas y aparecen como minerales relictos. La estaurolita aparece en los niveles leucocráticos, rodeada por cristales de cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico, siendo clasificables como de los tipos texturales 1b y 1d. La distena lo hace exclusivamente como pequeños granos blindados en plagioclasa.

La turmalina forma cristales idiomorfos a subidiomorfos, a menudo de varios milímetros, con inclusiones de cuarzo y un marcado zonado concéntrico (hasta 5 zonas diferentes) en las que el pleocroismo va del verde en el centro a distintos tonos de amarillo hacia el borde.

Paragneises pelíticos

Se trata de rocas oscuras muy alumínicas, ricas en biotita y sillimanita, lo que sugiere una procedencia a partir de un protolito pelítico. Se encuentran sobre todo en las áreas centrales y profundas del Dominio del Guadarrama (Segovia, Turégano, núcleo del macizo de El Escorial), donde han sufrido un metamorfismo regional en condiciones de Sil + Crd + Kfs. Aparecen asociados a ortogneises melanocratos y a rocas carbonatadas (Serie Fémica Heterogénea de Bellido et al., 1981), pero también afloran como estrechas franjas de metasedimentos, de escasos centenares de metros de potencia, entre los macizos de ortogneises macroglandulares de facies común.

En la mayoría de los afloramientos muestran haber sufrido una intensa deformación por cizalla, lo que les confiere un aspecto milonítico y muy bien foliado en campo. Por ello, sus afloramientos han sido interpretados como bandas de alta deformación (bandas miloníticas plegadas de Macaya, 1983 y Villaseca, 1983). En cambio, otras de estas franjas de metasedimentos entre ortogneises muestran texturas similares a las corneánicas (paragneises pelíticos corneanizados) o mosqueadas, cuyo discutido origen (Waard, 1959; Tornos, 1981), parece también relacionado con el metamorfismo regional (Villaseca, 1983).

Dentro del área de estudio, en la parte más oriental del Dominio del Guadarrama, aparecen en la Unidad Inferior como niveles situados dentro de los paragneises semipelíticos (a lo largo de la autovía A-I entre las salidas a Madarcos y a Horcajo de La Sierra), o situados entre paragneises semipelíticos y leucogneises metagraníticos (por debajo de los leucogneises de Piñuecar y Horcajuelo). Forman bandas estrechas, de potencias métricas hasta de escasos centenares de metros, de rocas oscuras muy bien foliadas, de aspecto esquistoso. Los contactos con ortogneises y paragneises cuarzofeldespáticos son netos. Los contactos con los paragneises semipelíticos pueden ser transicionales, pero se resuelven en pocos metros. La transición se produce mediante una reducción de espesor y abundancia de las bandas leucocráticas y un incremento de la deformación en las rocas.

Los constituyentes principales son biotita y sillimanita, apareciendo como accesorios plagioclasa, feldespato potásico, cuarzo, granate, turmalina, ilmenita, rutilo y circón. La moscovita y la clorita pueden aparecer como minerales retrógrados y no orientados.

La biotita, de color rojo oscuro y la sillimanita fibrolítica marrón violáceo, marcan la foliación de la roca, que laja fácilmente. La biotita forma principalmente grandes cristales lepidoblásticos (tipo 2a), de fuerte pleocroismo marrón rojizo, con ligera extinción ondulante. La sillimanita crece como madejas de fibras lenticulares, con sección ahusada (Lámina XXIIa), o en placas estiradas en la foliación.

Plagioclasa, cuarzo y feldespato potásico forman venas estiradas y aboudinadas, de espesor milimétrico y textura granoblástica orientada. La plagioclasa forma cristales alotriomorfos con maclas polisintéticas. El feldespato potásico es una microclina alotriomorfa de pequeño tamaño. El

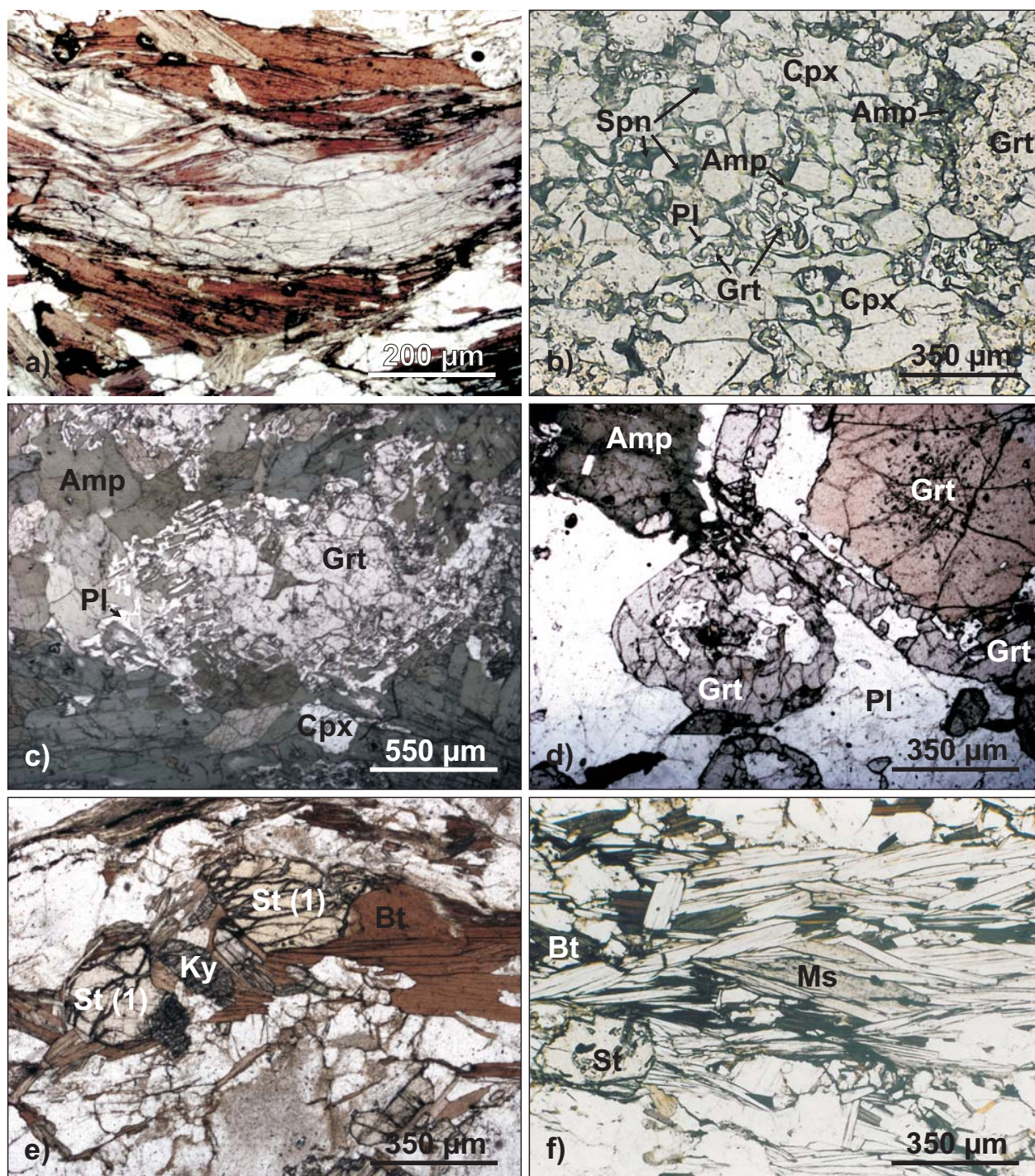


Lámina XXII: a) Microfotografía de un nódulo de sillimanita (1) y biotita en un paragneis pelítico de la Unidad Inferior (zona de Sil + Kfs). b) Microfotografía de una roca de silicatos cálcicos de la Unidad Inferior (zona de Sil + Kfs), mostrando el inicio de la transformación del agregado granoblástico de Grt + Cpx para dar agregados quelifíticos de Pl + Amp. c) Estadio avanzado de la transformación en otra roca de la misma unidad y zona metamórfica. d) Microfotografía del borde recrystalizado de un boudin de rocas de silicatos cálcicos de la zona de Sil + Kfs, mostrando gruesos anfíboles, plagioclasas y granates zonados. e) Transformación de estaurolita a distena en paragneises semipelíticos de la Unidad Intermedia (zona de sillimanita (1)). f) Lepidoblastos de moscovita y biotita en la S2 de paragneises semipelíticos de la Unidad Intermedia.

cuarzo se encuentra tanto en los agregados granoblásticos, junto a plagioclasa y feldespato potásico, como en forma de venas acintadas y lenticulas en los niveles melanocráticos. En este último caso, el cuarzo se presenta recrystalizado a subgranos.

El granate suele aparecer transformado a agregados deformados, lenticulares, compuestos por biotita (tipo 4b), fibrolita, cuarzo e ilmenita, como consecuencia de las mismas reacciones expuestas para los paragneises semipelíticos:

- $\text{Alm} = \text{Ann} + \text{Sil}$
- $\text{Grt} = \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Qtz}$
- $\text{Grt} + \text{Rt} = \text{Ilm} + \text{Pl} + \text{Qtz}$

Igualmente sucede con el rutilo, extensamente transformado a ilmenita alotriomorfa. La turmalina forma cristales prismáticos idiomorfos, con zonados concéntricos de pleocroismo marrón a verde.

La ausencia de moscovita primaria y las venulaciones cuarzo-feldespáticas señalan que las rocas superaron las condiciones de moscovita-out. La baja proporción de fundido cuarzo-feldespático, en comparación con los paragneises cuarzofeldespáticos y semipelíticos, se debe probablemente a la composición desfavorable de las rocas. Comparando las asociaciones minerales de paragneises pelíticos y semipelíticos, la transformación de granate y rutilo en minerales de menor presión es mayor en las bandas miloníticas sin- D_2 ocupadas por los paragneises pelíticos, lo que parece indicar un funcionamiento más prolongado de estos corredores de deformación durante D_2 y, como rejuego, durante D_3 y a lo largo de los accidentes dúctil-frágiles tardíos durante D_4 .

Metareniscas feldespáticas

Constituyen tramos de una decena de metros a lo sumo, intercalados en los paragneises pelíticos y semipelíticos y en los paragneises cuarzofeldespáticos. Se encuentran organizadas en bancos de pequeña potencia, decimétricos, que al igual que los paragneises encajantes han sufrido procesos de migmatización, si bien no se encuentran transformadas en su totalidad. La mayor parte de la roca está formada por un mesosoma finamente bandeado de color gris, atravesado por lechos cuarzofeldespáticos de leucosoma, de espesor cercano al centímetro. Las venas de leucosoma están contorneadas por un nivel milimétrico de minerales restíticos, biotita (tipo 2a) y sillimanita, que representa el melanosoma. El mesosoma está compuesto por cuarzo, plagioclasa, biotita (tipo 2e) y feldespato potásico como minerales principales. Como accesorios se encuentran sillimanita, granate, turmalina, apatito, ilmenita, rutilo, circón, estauroлита y distena, con las mismas características que presentan en los paragneises semipelíticos. La textura de la roca es grano-lepidoblástica. Cuarzo, plagioclasa y biotita forman un mosaico orientado en el que destacan venas cuarzo-feldespáticas libres de biotita, formando un fino bandeo peor definido que en los paragneises semipelíticos.

Cuarcitas y conglomerados

También se presentan como intercalaciones tabulares en los paragneises semipelíticos y cuarzofeldespáticos o en el contacto entre ambos. Forman bancos aislados, de menos de un metro a pocos metros de potencia, de tonos *beige* a marrones. Aparecen en varias posiciones en la serie

de la Unidad Inferior, incluyendo las áreas más profundas del Dominio del Guadarrama. Dentro del área de estudio se encuentran varios cuerpos de varios km de longitud, destacando el situado al E del pico Cebollera Vieja, que aflora estructuralmente por encima de los macizos de ortogneises macroglandulares, y los situados al W de Somosierra y de Robregordo, intercalados entre estos macizos.

Las cuarcitas están compuestas por cuarzo, apatito, turmalina, circón, algo de biotita, plagioclasa y opacos. El cuarzo forma un mosaico granoblástico junto con escasos granos de plagioclasa, lepidoblastos de biotita (tipo 2a) y cristales de ilmenita. Los conglomerados presentan una matriz cuarcítica de grano grueso y cantos, también de cuarzo, de hasta 1 cm de eje mayor, generalmente deformados marcando la dirección de estiramiento de L_2 .

Rocas de silicatos cálcicos

Son intercalaciones frecuentes en los paragneises semipelíticos y en menor medida en los paragneises cuarzofeldespáticos de la Unidad Inferior. Forman capas de pocos metros de potencia o inferiores al metro, estirados por la deformación de D_2 hasta dar lugar a lentejones y bloques aboudinados, envueltos por la foliación. Son interpretados como niveles de sedimentos margosos intercalados en la serie pelítico-grauváquica que da lugar a los paragneises encajantes.

Los cuerpos aparecen zonados. En los de mayor tamaño, el núcleo corresponde a una roca de grano fino compuesta por bandas milimétricas alternantes, verdes y rojizas, formadas mayoritariamente, unas por clinopiroxeno cálcico y otras por granate rico en grosularia. Este bandeo composicional, que interpretamos como tectonometamórfico, puede encontrarse afectado por pliegues isoclinales y zonas de cizalla que lo cortan. Aunque en ocasiones aparece paralelizada a la fábrica regional, en otros casos se aprecia claramente que esta fábrica bandeada es discordante con la foliación regional que envuelve los cuerpos. El diópsido, de intenso pleocroismo verde, el granate y algo de cuarzo y carbonatos (calcita), forman un mosaico granoblástico de cristales subidiomorfos a alotriomorfos. Se encuentran también abundantes cristales idiomorfos de esfena y muy escasos granos de rutilo. Localmente, clinopiroxeno y granate se encuentran transformados a agregados de anfíbol verde, epidota, ilmenita y plagioclasa. La transformación tiene rasgos texturales similares a los de algunas retroeclogitas; apareciendo la primera plagioclasa como anillos que blindan relictos alotriomorfos o subidiomorfos de granate y lo aíslan del clinopiroxeno transformado en anfíbol. En ocasiones el anillo de plagioclasa tiene intercrecimientos de anfíbol que le confieren un aspecto quelítico (Lámina XXIIb,c). Interpretamos estas texturas como producto de la desestabilización descompresiva del granate, cuyo componente cálcico reaccionaría para dar plagioclasa.

El bandeo composicional del núcleo de los *boudins* y la paragénesis anhidra que lo compone, han sido interpretados como una fábrica temprana, relacionada con el engrosamiento cortical (D_1) y un primer episodio de recrystalización metamórfica (M_1). La paragénesis de M_1 en estas rocas estaría compuesta por $Cpx \pm Grt + Qtz + Cal + Spn \pm Rt$.

Los bordes de los lentejones de mayor tamaño y la totalidad de los cuerpos menores aparecen completamente recrystalizados. Se identifican varias facies, y a veces varias de ellas están presentes en

un mismo cuerpo en bandas concéntricas. La más frecuente es un bandeo composicional formado por la alternancia milimétrica de agregados grano-nematoblásticos oscuros y claros, de grano medio a grueso, concordante con la fábrica externa del encajante. Las bandas oscuras están formadas principalmente por anfíbol y epidota, y las bandas claras por plagioclasa, epidota, cuarzo, granate y calcita.

El anfíbol, negro en muestra de mano, es una hornblenda de fuerte pleocroismo verde. Se presenta como agregados de cristales prismáticos cortos e idiomorfos. En las zonas en las que el anfíbol es menos abundante, es de mayor tamaño, alargado y presenta texturas radiadas en haces o *gerbes*, que destacan en una matriz granoblástica más clara. En otras zonas la textura es inversa, con largos cristales de plagioclasa en una matriz oscura de agregados de hornblenda. En los cuellos de los *boudins* o en venas en los bordes de los cuerpos, se forman variedades de aspecto pegmatoide, con un agregado de grano muy grueso rico en plagioclasa, epidota y cuarzo y con cristales centimétricos de anfíbol idiomorfo dispersos o concentrados en niveles.

La epidota es muy abundante, formando cristales subidiomorfos de variado tamaño, los mayores de ellos con texturas poiquiloblásticas englobando pequeños anfíboles y esfenas.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos equidimensionales en los agregados granoblásticos, junto a cuarzo, epidota, granate, gruesos cristales idiomorfos de esfena, calcita intersticial y prismas cortos de anfíbol, o bien largos cristales alargados, contenidos en la foliación de la roca pero desorientados y a veces también en haces.

El granate es menos abundante que en los núcleos bandeados, pero es de mayor tamaño, hasta casi 1 cm. En estos cristales de mayor tamaño se aprecia un núcleo de fuerte coloración rojiza y un borde algo más claro, generado por difusión intracristalina, ya que sigue paralelamente los bordes irregulares del cristal (Lámina XXIIId). Presentan microinclusiones orientadas de esfena y clinozoisita.

La fase titanada más abundante es la esfena, en forma de cristales idiomorfos pequeños, pero también se encuentra ilmenita en forma de cristales o agregados subidiomorfos a alotriomorfos.

La paragénesis hidratada de los bordes (un segundo episodio de recrystalización metamórfica, M_2), tiene mayor desarrollo cuando el encajante son los paragneises semipelíticos o pelíticos que cuando el encajante son los paragneises cuarzofeldespáticos. Estaría compuesta por $\text{Amp} + \text{Pl} + \text{Grt} + \text{Ep} + \text{Cal} + \text{Qtz} + \text{Ilm} \pm \text{Spn}$.

La paragénesis hidratada se relaciona con la deshidratación de los paragneises durante el metamorfismo progresivo, especialmente relacionado con la deformación D_2 , que es la responsable de la fábrica de los paragneises y que envuelve a los *boudins*. Esta relación indica además dos cosas:

1. Que el enterramiento sin- D_1 de las rocas ocurrió probablemente de forma muy rápida y/o hasta condiciones de presión suficientemente importantes y mantenidas en el tiempo como para producir las paragénesis anhidras.
2. Que la recrystalización sin- D_2 tuvo lugar fundamentalmente a lo largo de una trayectoria progradada y/o descompresiva de las rocas.

Estrictamente, si relacionamos el bandeo composicional con la S_1 y el reequilibrio de los bordes con la fábrica principal del encajante S_2 , habría que considerar a los pliegues isoclinales y planos de cizalla que afectan al bandeo como otras fases tectónicas inter D_1 - D_2 ; o más plausiblemente, suponer que D_1 –o el paso de D_1 a D_2 – conlleva una historia cinemática compleja.

Las condiciones metamórficas de M_1 en estas rocas, con una paragénesis anhidra muy rica en granate y sin plagioclasa, son probablemente de presiones importantes; tal vez sólo algo inferiores a las condiciones eclogíticas (14 kbar, 750 °C) registradas por algunas rocas básicas encontradas en otras zonas estructuralmente más profundas del Dominio del Guadarrama (Barbero y Villaseca, 2000). La composición de las rocas calcosilicatadas, sin apenas contenido en Na_2O , limitaría la composición de los clinopiroxenos a una fase estrictamente cálcica. De acuerdo con las condiciones P–T calculadas más adelante para los esquistos y paragneises encajantes, presiones superiores a los 10 kbar a temperaturas inferiores a los 670 °C serían compatibles con la parte de alta presión de la facies de las anfibolitas o transicionales a la facies de las eclogitas.

Mármoles

En el área de estudio, los mármoles son menos abundantes que las rocas calcosilicatadas, y mucho menos potentes que los niveles de mármoles que afloran en áreas más occidentales y estructuralmente algo más profundas. Destacan sobre todo algunos cuerpos en Somosierra. Forman niveles estratiformes de espesores entre 0.5 y 2 m de potencia, con una estructura bandeada en la que los niveles masivos de metacarbonatos alternan con nivelillos oscuros algo más silicatados y niveles propiamente pelíticos. Este bandeo composicional puede corresponder a una S_0 traspuesta y estirada por la deformación. Mineralógicamente están compuestos por dolomita, clinopiroxeno, plagioclasa, cuarzo, un anfíbol claro de tipo tremolítico, wollastonita, esfena, ilmenita y sulfuros metálicos. La textura es granoblástica. La fábrica visible (aparentemente concordante con la fábrica S_2 regional) es la alternancia de bandas más y menos ricas en silicatos.

No se ha observado una zonación concéntrica producida por un gradiente de hidratación similar al de las rocas de silicatos cálcicos, por lo que es posible que la roca esté más homogéneamente reequilibrada con el fluido metamórfico rico en H_2O , lo que sería consistente con la completa trasposición de la fábrica previa por la S_2 .

Leucogranitos con granate y turmalina

En el área centro-oriental del Sistema Central hay dos tipos principales de cuerpos intrusivos laminares tardíos (sin- D_4): diques de leucogranitos con granate y turmalina son característicos de los dominios más profundos de la Unidad Inferior, mientras que en la Unidad Intermedia aparecen únicamente cuerpos aplo-pegmatíticos. Los principales cuerpos afloran en el área de Somosierra, y al S del Macizo de Honrubia.

Estos leucogranitos son principalmente rocas aplíticas, de grano fino a medio, que se presentan en cuerpos decamétricos laminares, groseramente paralelos a las estructuras tardías de D_4 y cortando las estructuras previas. Están formados por cuarzo, microclina, plagioclasa y moscovita como constituyentes principales. Turmalina, granate y algo de biotita son accesorios de pequeño tamaño. No suelen presentar deformación intracristalina. Se han citado también sillimanita, apatito, circón, topacio, lepidolita y fluorita (Azor et al., 1991a).

Aplo-pegmatitas deformadas

En todo el Sistema Central se encuentran cuerpos laminares de origen hidrotermal, generados durante las etapas de deformación descompresivas (D_2 y D_4) y deformados durante ellas con mayor o menor intensidad. Se dan a todas las escalas, aunque la mayor parte no son cartografiables y presentan texturas de aplíticas a pegmatíticas dentro de un mismo cuerpo. Su mineralogía es normalmente de feldespato potásico (microclina), plagioclasa, cuarzo, moscovita, turmalina y biotita. Dentro de la Unidad Inferior, los de mayor entidad cartografiados se encuentran en el Macizo de Honrubia. Son rocas de tonos rosados muy deformadas por D_2 , con desarrollo de fábricas lineares a plano-lineares y su mineralogía es algo particular, ya que es más parecida a la de los leucogranitos con granate y turmalina anteriormente descritos, sólo que intensamente deformados, lo que les confiere un aspecto leucogneísico. Los cuerpos forman en realidad un haz intercalado en el contacto entre los niveles más profundos de la Unidad Inferior y los de la Unidad Intermedia suprayacente. En Somosierra se encuentran más frecuentemente cuerpos pegmatíticos con sillimanita (2) en forma de láminas y nódulos orientados paralelamente a S_2 .

Características petrográficas de los materiales de la Unidad Intermedia

Desde el punto de vista estructural, los materiales de la Unidad Intermedia se caracterizan por la intensa deformación por cizalla que han sufrido y por la homogeneidad de la repartición de ésta. La principal razón, en contraste con los materiales de la Unidad Inferior, en los que la deformación se encuentra más heterogéneamente distribuida, es la mayor uniformidad litológica de la Unidad Intermedia. De este modo, mientras las zonas de cizalla dúctil en la Unidad Inferior tienen principalmente (salvo hacia el techo de la unidad) un carácter de bandas discretas desarrolladas sobre paragneises micáceos, frecuentemente anastomosadas y envolviendo los macizos de ortogneises y de paragneises más cuarzofeldespáticos, la Unidad Intermedia aparece afectada por la amplia zona de cizalla dúctil sin- D_2 que denominamos Zona de Cizalla de Berzosa, e incluso los cuerpos de leucogneises que aparecen incluidos en la serie aparecen muy estirados e intensamente deformados.

Las principales características litoestratigráficas que diferencian a la Unidad Intermedia de la Unidad Inferior son:

- Ausencia de macizos de ortogneises macroglandulares.
- Ausencia de niveles de mármoles.

- Mayor abundancia de metareniscas feldespáticas.
- Importante presencia de cuarcitas negras grafitosas.

Desde el punto de vista metamórfico, habíamos definido el límite entre Unidad Inferior y Unidad Intermedia como el límite entre las series que han sufrido migmatización y aquellas que no han superado la isograda de moscovita-*out* y que coincide, además, con el límite superior de lo que interpretamos como la zona de techo enfriada de ese bloque inferior (Unidad Inferior).

El límite superior es siempre tectónico, bien una zona de alta deformación por cizalla dúctil de D_2 (en Honrubia y en el núcleo del Antiforme de El Cardoso), o bien mediante un accidente dúctil-frágil post-plegamiento D_3 (Falla de Berzosa). En ambos casos y en ambos sectores, los accidentes ponen los materiales directamente en contacto con el Ordovícico Inferior suprayacente (Unidad Superior).

Las condiciones metamórficas pico, alcanzadas por las rocas de la Unidad Intermedia durante D_2 , corresponden en su totalidad a la primera zona de la sillimanita, por debajo de las condiciones de moscovita-*out*. Por tanto, corresponden a una única zona metamórfica que denominamos Zona M_2 de sillimanita (1). No se observan fundidos anatéticos ni bandeados migmatíticos. Únicamente aparecen en ocasiones venas de segregación cuarzo-feldespáticas en litologías muy ricas en plagioclasa, como las metareniscas feldespáticas o los leucogneises.

Petrográficamente se pueden distinguir tres subzonas, que probablemente corresponden a tres subzonas del metamorfismo Barroviense M_1 , pre-pico metamórfico, aunque la recrystalización de M_2 , el plegamiento posterior de D_3 y los accidentes dúctil-frágiles de D_4 complican su cartografía. De muro a techo estructural, en el área de Somosierra aparece primero una subzona en la que se encuentran rocas con distena únicamente como pequeños relictos blindados en plagioclasa, que comprende los afloramientos de la Unidad Intermedia situados al W (bloque levantado) del Despegue de Montejo. Al E del Despegue de Montejo aparecen los materiales del techo estructural de una segunda subzona con abundante distena metaestable en la mesostasis (texturalmente estable junto a la sillimanita), que coincide en algún caso con un núcleo antiformal de D_3 . Por último, la tercera subzona con sólo sillimanita (aparte de estaurolita y granate), sin distena, aflora en un núcleo sinformal de D_3 y también en Rianza-Riofrío de Rianza, en el núcleo antiformal de El Cardoso.

La subzona más profunda (que coincide con el campo P-T número 12 de la Figura 15) parece corresponder a rocas de la zona de la distena que al final de M_1 se encontraban más próximas a la entrada en condiciones de sillimanita (probablemente en condiciones P-T del campo 9) y que habrían cruzado antes la reacción GASP (grosularia + distena + cuarzo = anortita).

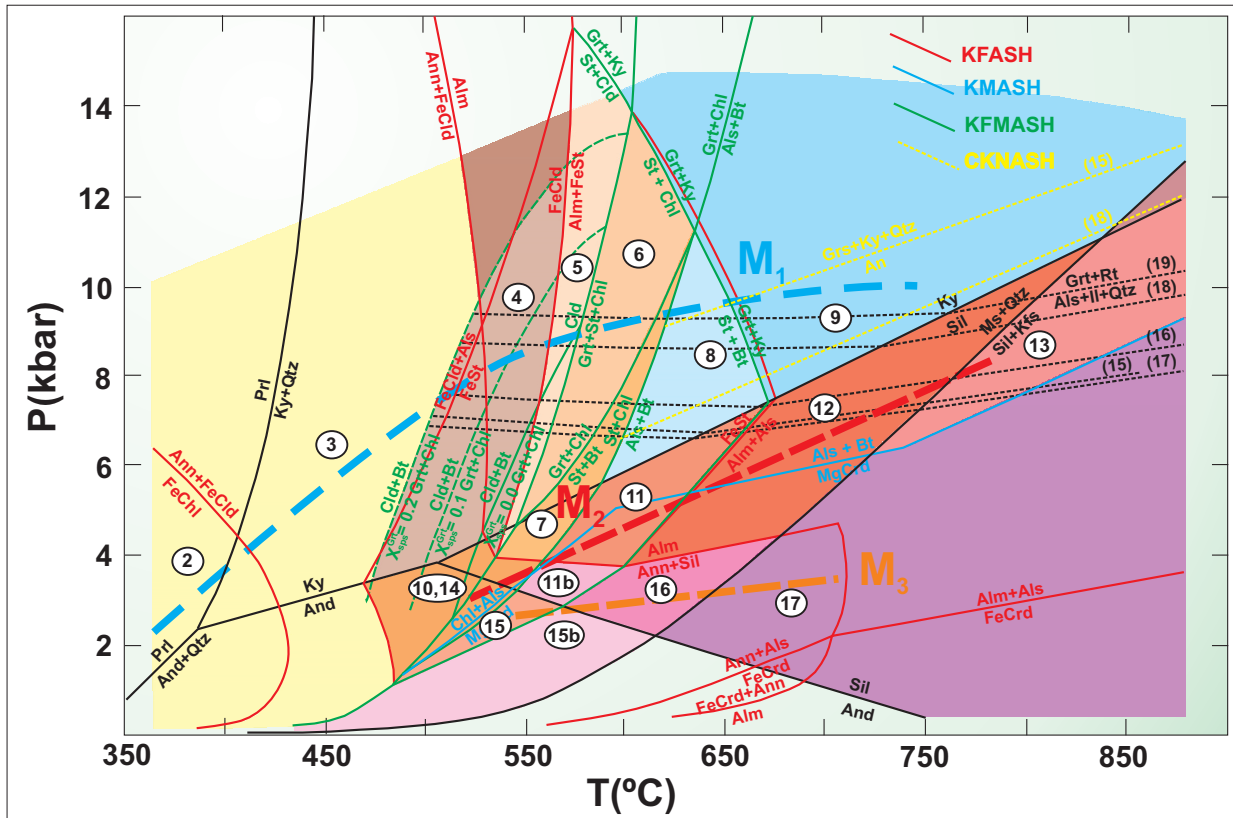


Figura 15: Diagrama P–T con representación de los campos de estabilidad de las asociaciones AFM, de algunas de las reacciones metamórficas observadas al microscopio y de los gradientes metamórficos de campo para los episodios M_1 , M_2 y M_3 . La red petrogenética es la publicada en <http://ees2.geo.rpi.edu> según el conjunto de datos termodinámico internamente consistente de Holland y Powell (1998). Se han añadido las curvas para contenidos de $X_{\text{sp}} = 0.0; 0.1; 0.2$ de la reacción KFMASH: $\text{Cld} + \text{Bt} = \text{Grt} + \text{Chl}$ según Spear (1993). También se proyectan las curvas de equilibrio de la reacción CKNASH: $\text{Grs} + \text{Ky} + \text{Qtz} = \text{An}$ (GASP) calculadas para las muestras 15 y 18, y las curvas de equilibrio de la reacción $\text{Grt} + \text{Rt} = \text{Als} + \text{Ilm} + \text{Qtz}$ (GRAIL) para las muestras 15 a 19, todas ellas de las zonas metamórficas M_1 de la distena y M_2 de la sillimanita (1).

La subzona con Ky metaestable, junto a estaurolita y sillimanita, y la subzona con sólo el par estaurolita–sillimanita, presentan las mismas paragénesis (estables en el campo 11 de la figura anterior), pero probablemente proceden de rocas con diferentes condiciones P–T durante M_1 (campos 8 y 7, respectivamente).

Esto, además, indicaría que hacia el final de M_1 (comienzo de D_2), el gradiente P/T entre rocas del muro de la zona de la estaurolita y rocas de la zona de la distena debía tener una baja pendiente; menor que las pendientes de las reacciones GASP y $\text{Ky} = \text{Sil}$ (Figura 15). Esta correlación entre las asociaciones M_1 y las paragénesis con sillimanita (1) de los AFM números 11 (con estaurolita estable) y 12 (sin estaurolita), también puede observarse en la Figura 15. Es posible que a presiones algo menores se estabilizaran rocas con paragénesis sin granate, que corresponderían al campo P–T 11b (con biotita, estaurolita (1) y/o sillimanita (1)) de la Figura 15, pero resultarían indistinguibles de las anteriores.

En el Macizo de Honrubia únicamente se encuentran las dos primeras subzonas sin- D_2 (distena relicta blindada en plagioclasa y distena metaestable), ya que la sillimanita que aparece en una pequeña zona sobrepuesta a la zona de estaurolita (1) es de blastesis post- S_2 (sillimanita (2)).

Los principales materiales que integran la Unidad Intermedia son:

- Esquistos y paragneises pelíticos y semipelíticos
- Leucogneises
- Metareniscas feldespáticas
- Areniscas y conglomerados
- Cuarcitas grafitosas y cuarcitas impuras
- Rocas de silicatos cálcicos
- Aplo-pegmatitas deformadas
- Venas con distena y/o andalucita y sillimanita

Esquistos y paragneises pelíticos y semipelíticos

Constituyen las litologías más abundantes en la Unidad Intermedia. Los niveles más pelíticos son esquistos compuestos por moscovita, cuarzo, biotita, plagioclasa, granate, estauroлита, sillimanita fibrolítica, turmalina, apatito, ilmenita, rutilo y circón. La distena puede ser muy abundante, mientras que la andalucita en roca es escasa. Los paragneises son rocas semipelíticas, en las que alternan dominios de filosilicatos, con moscovita y biotita, y dominios ricos en cuarzo y plagioclasa. Tipos pelíticos y semipelíticos alternan a todas las escalas. Las rocas también presentan granate, sillimanita, estauroлита, distena, turmalina, apatito, ilmenita, rutilo y circón.

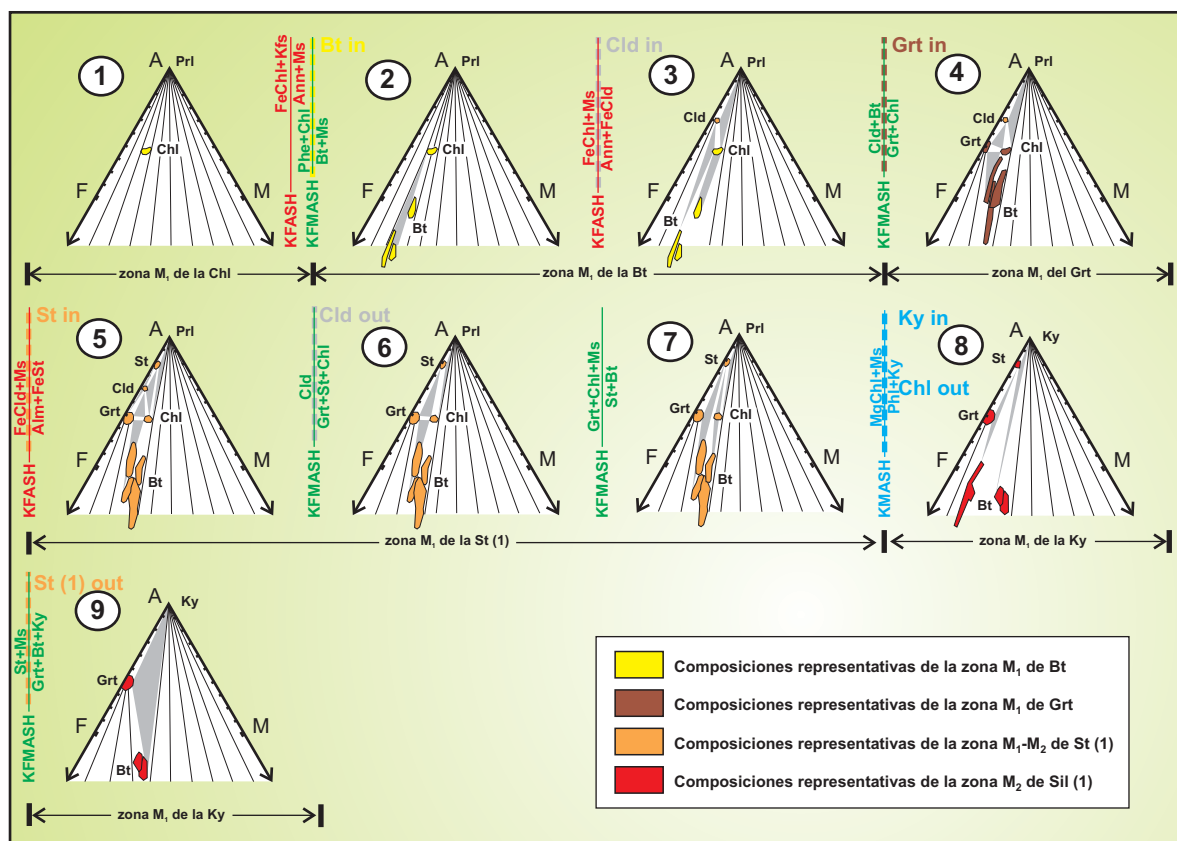
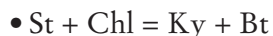


Figura 16: Diagramas AFM para las zonas metamórficas del episodio M₁. Las composiciones proyectadas responden a fases minerales analizadas en rocas pelíticas y semipelíticas de cada zona, o las más aproximadas si se carecen de datos. Campos diferentes de la misma fase mineral corresponden a muestras diferentes. Para la localización de los campos P-T de estabilidad de cada asociación ver Figura 15.

La primera distena se forma en estas rocas por la reacción



En ella la clorita queda consumida en las rocas. Las asociaciones KFMASH en condiciones de distena y estaulolita (1) estables, debieron ser las recogidas en el AFM número 8 de las Figuras 16 y 17: $\text{Bt} + \text{Grt}$, $\text{Bt} + \text{St} (1)$, $\text{Grt} + \text{St} (1)$, $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{St} (1)$, $\text{Bt} + \text{Ky}$, $\text{St} (1) + \text{Ky}$, y $\text{Bt} + \text{St} (1) + \text{Ky}$.

A más temperatura, tiene lugar la reacción de desaparición de la estaulolita (Lámina XXIIe) mediante las reacciones

- $\text{St} + \text{Bt} = \text{Grt} + \text{Ky}$
- $\text{FeSt} = \text{Alm} + \text{Als}$

La paragénesis estable (AFM número 9 de las Figs. 16 y 17) queda expresada en el sistema KFMASH únicamente como las asociaciones trivariantes $\text{Bt} + \text{Grt}$, $\text{Bt} + \text{Ky}$, $\text{Grt} + \text{Ky}$, y la asociación divariante $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{Ky}$.

Con el paso a una trayectoria descompresiva y a condiciones del campo de estabilidad de la sillimanita, las rocas de ambos campos P-T pasan, respectivamente, a presentar las asociaciones recogidas en el diagrama AFM número 11: $\text{Bt} + \text{Grt}$, $\text{Bt} + \text{St} (1)$, $\text{Grt} + \text{St} (1)$, $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{St} (1)$, $\text{Bt} + \text{Sil} (1)$, $\text{St} + \text{Sil} (1)$, $\text{Bt} + \text{St} (1) + \text{Sil} (1)$, y en el diagrama número 12 de las Figuras 14 y 17: $\text{Bt} + \text{Grt}$, $\text{Bt} + \text{Sil} (1)$, $\text{Grt} + \text{Sil} (1)$, y $\text{Bt} + \text{Grt} + \text{Sil} (1)$.

Rocas aún más profundas en condiciones M_1 de distena pueden pasar, directa o casi directamente a condiciones de $\text{Sil} + \text{Kfs}$ durante M_2 , sin que se haya observado claramente la presencia de fundidos con Kfs generados en condiciones de Ky.

Las rocas muestran una fábrica planar muy marcada, una S_2 definida por la orientación preferencial de los filosilicatos y, en su caso, por el bandeo tectónico de los paragneises. En afloramiento son rocas grises a rojizas por alteración, en las que también destaca la presencia de venas acintadas, venas lenticulares (*lenses*) y varillas (*rods*) de cuarzo, colas de presión de sillimanita en torno al granate, y cristales orientados de estaulolita y de distena, que marcan una lineación de estiramiento y orientación mineral L_2 , de dirección NW-SE e inmersiones de 30° a 60° al SE. Las formas sigmoidales en lentes de cuarzo dan criterios generales de movimiento de techo hacia el SE. La venulación intrafoliar de cuarzo es muy densa en las bandas miloníticas.

En lámina delgada, la moscovita aparece formando cristales subidiomorfos tabulares (Láminas XXIIIf, XXIIIa), a veces como porfidoblastos de 4 o 5 mm de eje mayor, o como lepidoblastos muy estirados por cizallamiento a lo largo de los planos de exfoliación (Lámina XXIIIb).

La biotita puede formar también lepidoblastos orientados (tipo 2a), cristales intersticiales entre granos de cuarzo (tipos 2c y 2e) o porfidoblastos deformados como *mica fishes* (tipo 2b, ver Lámina XVIc), a veces recrystalizados a subgranos. En general, aparece menos deformada por deslizamiento intracristalino que las moscovitas.

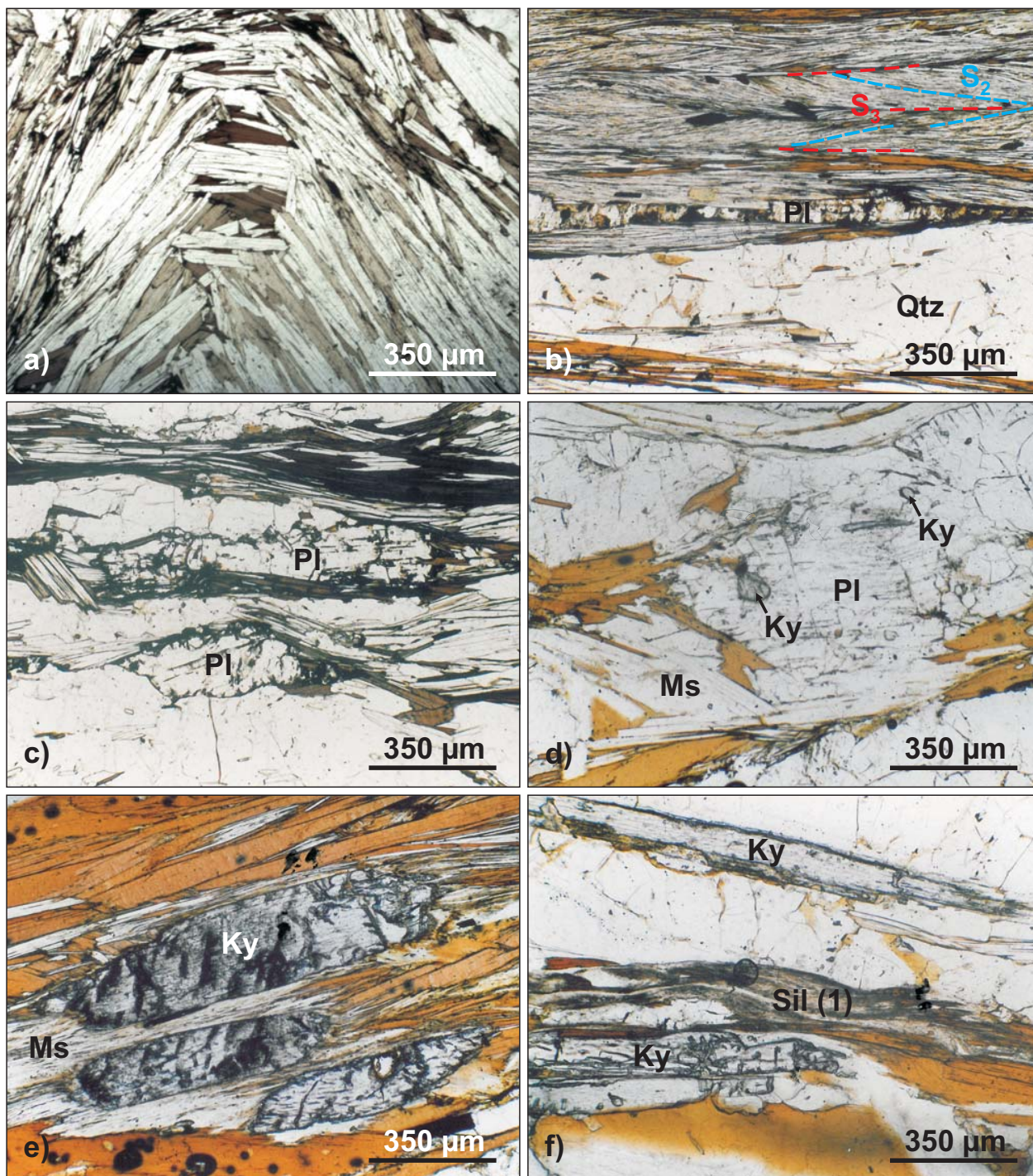


Lámina XXIII: a) Esquisto de la Unidad Intermedia mostrando lepidoblastos tabulares de moscovita y biotita formando una S2 microplegada por D3. La sección es perpendicular a los ejes D3. b) Esquisto de la Unidad Intermedia mostrando una S2 milonítica formada por lepidoblastos muy estirados de moscovita y biotita, porfidoblastos ahusados de plagioclasa y cuarzo en cintas. La S2 está afectada por micropliegues de D3, pero la sección es paralela a L3. c) Granos de plagioclasa elongados paralelamente a S2 en esquisto de la Unidad Intermedia. d) Relictos de distena blindados en porfidoblasto de plagioclasa de un paragneis de la Unidad Intermedia. e) prismas de distena en la fábrica S2 de un paragneis de la Unidad Intermedia. f) Madeja de sillimanita (1) fibrolítica creciendo a partir de distena en la S2 de un paragneis de la Unidad Intermedia.

El cuarzo forma cintas muy estiradas o niveles continuos de agregados granoblásticos junto con plagioclasa.

La plagioclasa forma tanto pequeños granos elongados en los dominios granoblásticos (Lámina XXIIIc), como porfidoblastos en los dominios micáceos. Los porfidoblastos de plagioclasa presentan secciones ovales a rectangulares, muy aplanadas (Lámina XXIIIb), orientadas en la fábrica y envueltas por la foliación. Presentan finas inclusiones de micas, granos de cuarzo y, a veces, en su subzona, de distena relictas (Lámina XXIIId). Estas inclusiones de distena en la plagioclasa probablemente están ligadas al cruce, en sentido descompresivo, de la reacción CKNASH:

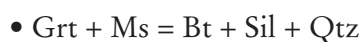


El granate es generalmente subidiomorfo o idiomorfo, de 1 mm a 1 cm de tamaño. Puede presentar inclusiones orientadas de cuarzo y de rutilo, éste último pasando a ilmenita, que a veces definen una esquistosidad interna recta o rotacional (tipos texturales 4a y 4b). En otras ocasiones las inclusiones no presentan orientación preferente, se concentran en el centro del granate y muestran un anillo externo libre de inclusiones (tipo textural 1c). Puede también englobar, por ejemplo el tipo textural 1d, gruesos cristales de biotita (tipo 2d) que, a su vez, incluyen prismas de turmalina y madejas de sillimanita. Los granates más idiomorfos son los que se conservan como inclusiones (granates del tipo textural 3b*) en gruesos prismas de estauroлита (porfidoblastos del tipo textural 1b). Los granates de la matriz muestran colas de presión de cuarzo, sillimanita y micas. En los dominios granoblásticos, ricos en cuarzo, también pueden aparecer granates como cristales alotriomorfos, de sección tabular o irregular, de hasta 2 cm de eje mayor (tipo textural 1f). Este hábito tabular del granate se debe a un control del crecimiento dentro de los dominios micáceos que limitan los niveles granoblásticos.

Los granates pueden sufrir dos tipos de transformaciones. En los dominios micáceos de la fábrica S_2 , más dúctiles, pueden aparecer transformados a sillimanita en nódulos orientados en la foliación, frecuentemente intercreciendo con biotita (tipo 2a), al tiempo que el rutilo pasa a dar ilmenita. Relacionamos estas transformaciones sin- D_2 con la efectividad, en sentido descompresivo, de las reacciones:

- $\text{Grs} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{An}$
- $\text{Grt} + \text{Rt} = \text{Ilm} + \text{Pl} + \text{Qtz}$
- $\text{Grt} + \text{Rt} = \text{Ilm} + \text{Als} + \text{Qtz}$
- $\text{Grt} + \text{Ms} = \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$

Otro tipo textural de transformación del granate da lugar a pseudomorfosis por un agregado de biotita (tipo 4b) y moscovita en placas desorientadas, junto con pequeñas acículas de sillimanita. Interpretamos esta desestabilización post- D_2 del granate con la anterior reacción:



Pero transformándose la sillimanita de nuevo en moscovita, debido a la rehidratación de las rocas.

La estauroлита es generalmente de pequeño tamaño y subidiomorfa o alotriomorfa hacia la base de la unidad (tipos texturales 1d y 1e), en las rocas con distena relictas, mientras que forma prismas

idiomorfos a subidiomorfos de hasta varios centímetros de longitud en las subzonas con distena metaestable o sin distena. Los porfidoblastos prismáticos de estaurolita del tipo textural 1b pueden mostrar en su núcleo abundantes inclusiones orientadas de cuarzo, turmalina, rutilo e ilmenita, además de granates idiomorfos (generalmente del tipo textural 3b*) y otras estaurolitas (tipo textural 1a), definiendo una esquistosidad interna con zonas sigmoidales (S_1 en zonas de acortamiento progresivo) truncadas por zonas rectas (S_2 en zonas de cizallamiento progresivo).

La distena forma pequeños granos alotriomorfos blindados en plagioclasa hacia la base de la unidad. En la subzona en que aparece metaestable (tanto en la mesostasis como en venas) junto a sillimanita fibrolítica, además de como pequeños granos alotriomorfos, se encuentra, sobre todo, como grandes cristales prismáticos idiomorfos (Lámina XXIIIe), de hasta varios centímetros. Se pueden mostrar fracturados y afectados por *boudins* en la S_2 e incluyen granos aislados de cuarzo y de rutilo. Es también frecuente en venas de cuarzo, plagioclasa y moscovita, intrafoliares a la S_2 . Tanto en roca como en vena, los prismas de distena se encuentran orientados con direcciones NW-SE, según la lineación de estiramiento mineral y transporte tectónico L_2 .

En otras zonas regionalmente próximas, como Hiendelaencina-Angón, o en el Macizo de Santa María La Real de Nieva, donde la distena sí se encuentra en su propia zona metamórfica (por encima del límite de estabilidad de la sillimanita), la fábrica en la que se encuentran orientados los prismas de distena es también la S_2 .

La transformación de distena a sillimanita se observa raramente, pero se deduce de su carácter relictos en la parte estructuralmente más baja de la unidad, pero más hacia arriba, donde la distena es abundante en la matriz de las rocas, la transformación más evidente petrográficamente es para dar andalucita en las venas con polimorfos alumínicos.

La sillimanita es siempre fibrolítica. Se diferencian dos generaciones:

Sillimanita (1). La primera generación de sillimanita petrográficamente identificable es sin- D_2 bien avanzada (M_2). Puede aparecer como haces de fibras formándose a partir de distena (Lámina XXIII f) o junto a biotita (tipo 4b) a partir de estaurolita o de granate (Lámina XXIVa), como nódulos milimétricos o de buen tamaño aplastados en la S_2 , en haces muy estirados a partir de la biotita (tipo 2a) y en planos en contacto con venas de cuarzo o intercreciendo como agujas en el cuarzo. Los nódulos pueden ser también poliminerales, compuestos de fibrolita, biotita y algo de turmalina. La transformación de distena a sillimanita no es petrográficamente muy evidente. Ocasionalmente se aprecian a simple vista prismas alargados y planos de fibrolita, que parecen corresponder a la pseudomorfosis de cristales de distena. Al microscopio se aprecia que algunos nódulos de fibrolita, de núcleo muy denso en fibras y hábito vagamente rectangular, parecen corresponder a antiguas cianitas. Todo ello parece indicar que la sillimanita empezó a formarse siguiendo las mismas reacciones que estaban produciendo distena y sólo más tarde se produjo la inversión $Ky = Sill$. De techo a muro de la zona metamórfica se distingue la paulatina disminución de la estaurolita, luego de la distena metaestable y por último del granate, que se hace bastante escaso. La secuencia de reacciones formadoras de la primera sillimanita podría ser, en este orden:

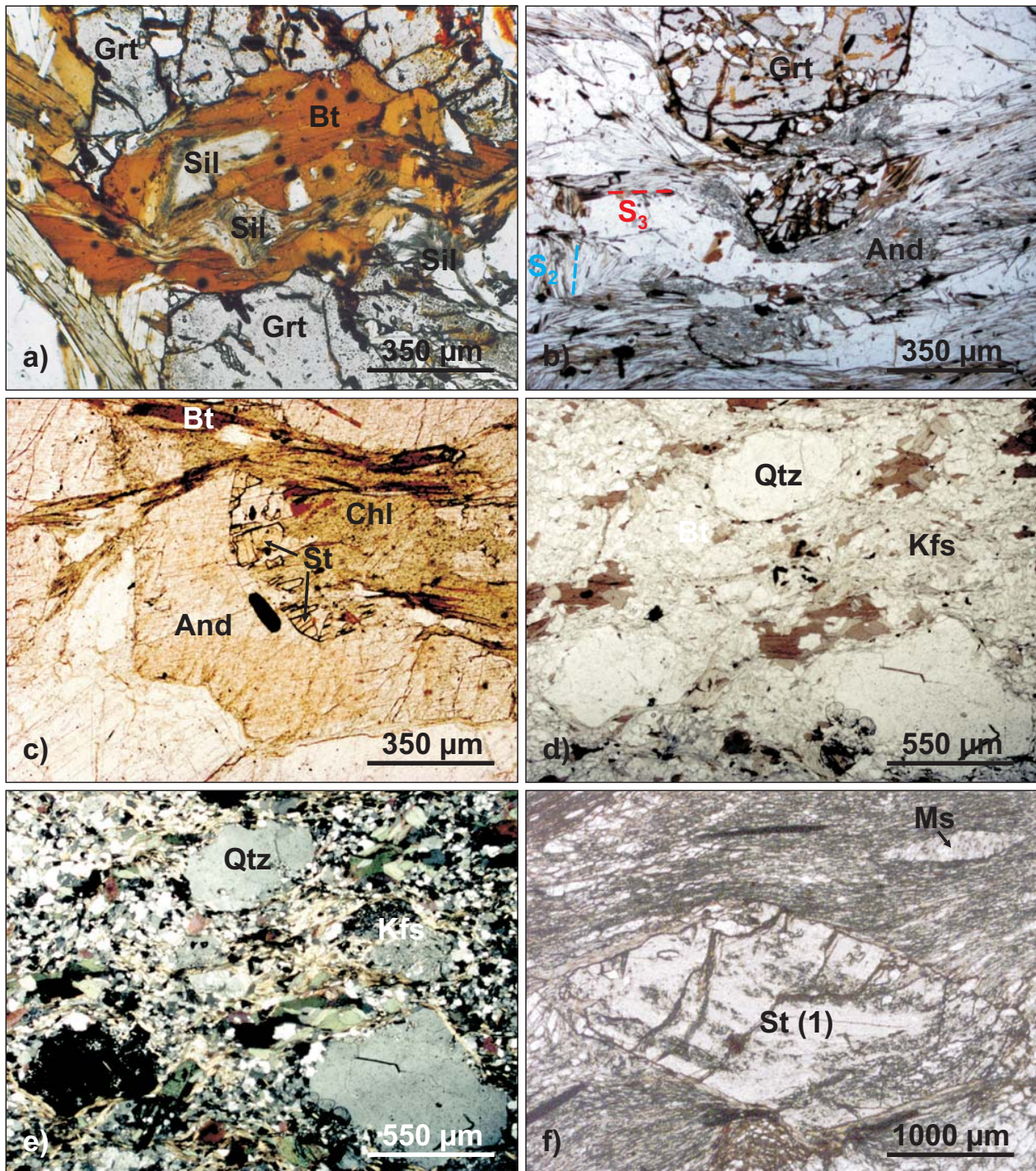


Lámina XXIV: a) Transformación $\text{Grt} = \text{Sil} + \text{Bt}$ en paragneises de la Unidad Intermedia. b) Transformación post-S₂ de granate en andalucita, en un esquisto cuarzoso de la Unidad Intermedia. c) Transformación tardía (M3) $\text{St} (1) = \text{And} + \text{Bt}$, y posteriormente (M4) $\text{Bt} = \text{Chl}$ en esquistos de la Unidad Intermedia. d) Aspecto de un leucogneis glandular tipo Riaza, con glándulas de cuarzo y feldespato potásico. e) Misma imagen con luz polarizada. f) Porfiroblasto de estaurolita 1e en esquistos de la Unidad Superior. También se pueden observar agregados alargados de mica blanca pseudomorfizando a un mineral desconocido que tal vez pudiera corresponder a distena de una blastesis muy temprana.

- $\text{St} + \text{Chl} = \text{Bt} + \text{Sil}$
- $\text{St} + \text{Bt} = \text{Grt} + \text{Sil}$
- $\text{FeSt} = \text{Alm} + \text{Sil}$
- $\text{Ky} = \text{Sil}$
- $\text{Grt} = \text{Sil} + \text{Pl} + \text{Qtz}$
- $\text{Grt} + \text{Rt} = \text{Sil} + \text{Ilm} + \text{Qtz}$
- $\text{Grt} + \text{Ms} = \text{Bt} + \text{Sil} + \text{Qtz}$

Sillimanita (2). La blastesis de sillimanita continuó durante D_3 y el principio de D_4 (M_3). Las crenulaciones de D_3 pueden afectar a los nódulos y haces de fibrolita de la S_2 , plegando las madejas de fibras y recrystalizando otras nuevas paralelamente al plano axial de los micropliegues. También aparece en planos discretos de cizalla en roca, oblicuos a la fábrica regional de D_2 y en relación con los accidentes dúctil-frágiles tardíos de D_4 , y en planos C de cizalla y en bordes de andalucitas en relación concreta con la Falla de Berzosa.

La andalucita en roca es infrecuente. En alguna muestra, al N de Montejo de La Sierra, se ha observado formándose a partir de sillimanita (1); pero donde resulta algo más abundante es más hacia el E, en las cercanías de la Falla de Berzosa, formándose a partir de distena (hay que recordar que es distena metaestable, en el campo de estabilidad de la sillimanita), de granate (Lámina XXIVb) o de estauroлита (Lámina XXIVc). Se presenta como poiquiloblastos que atrapan estáticamente la S_2 e incluso pseudomorfizan charnelas de micropliegues de D_3 . También puede aparecer reemplazando a la distena de las venas de cuarzo, plagioclasa y moscovita sin- D_2 , siendo a su vez reemplazada por sillimanita (2), por lo que su blastesis debe ser post- D_3 o sin- D_4 extensional (M_3), sin poder descartar un inicio anterior (tardi- D_2 como muy temprano).

Las relaciones petrográficas entre los tres polimorfos alumínicos ha sido un problema tratado por otros autores. Para Arenas et al. (1982), la transición siempre tiene un sentido progrado (distena \rightarrow andalucita \rightarrow sillimanita), que es el orden de transformaciones visible en algunas de las venas con silicatos alumínicos. Sin embargo, Casquet (1986) y Azor et al. (1991a) reconocen la existencia de dos blastesis diferentes de sillimanita. La última de ellas podría corresponder a una nueva entrada en condiciones de sillimanita desde el campo de estabilidad de la andalucita o a la coexistencia de andalucita y sillimanita en determinadas condiciones según microdominios de diferente presión de fluidos. De acuerdo con las evidencias petrográficas y la zonación metamórfica, nos inclinamos por la primera de las dos explicaciones alternativas de Casquet (1986). Estas evidencias son:

- La primera fase en cristalizar es la distena y su blastesis debió iniciarse ya durante D_1 , pero llegó hasta momentos avanzados de D_2 , correspondiendo al desarrollo de la zonación Barroviense M_1 visible estructuralmente por encima.
- Seguidamente, durante la misma D_2 , se pasó a condiciones de estabilidad de sillimanita (distena \rightarrow sillimanita (1)). La presencia de distena relictas y de posibles pseudomorfos en los niveles con sillimanita (1) orientada según S_2 , indica una trayectoria descompresiva de las rocas durante

D₂, atravesando la curva de estabilidad entre ambos minerales.

- Por cuestiones de cinética de reacciones, la primera fibrolita en formarse lo hace como consecuencia de otras reacciones, particularmente a partir de estaurolita. La transformación de distena a sillimanita (1) se produce drásticamente y cuando las condiciones de estabilidad de la primera han sido ampliamente superadas.
- Durante D₃ y el inicio de D₄ (fallas dúctil-frágiles), la parte más occidental de los afloramientos de la unidad (de Montejo de la Sierra hacia el W) permanece en condiciones de sillimanita (sillimanita (1) → sillimanita (2)); mientras que hacia el E se produce una blastesis de andalucita (distena metaestable y sillimanita (1) → andalucita), acompañada de estaurolita (2), previa a una nueva entrada en condiciones de sillimanita (andalucita → sillimanita (2)).
- La transformación de andalucita a sillimanita parece ser cinéticamente más eficiente que la transformación de la distena, ya que no se llega a observar el paso directo de esta última a sillimanita (2).
- La sillimanita (2) que se formó a expensas de la andalucita en el entorno de la Falla de Berzosa (tanto a muro como a techo), se presenta en las superficies de los cristales de andalucita y en planos discretos de cizalla que los atraviesan. Tales planos de cizalla con sillimanita son similares a los que se forman en roca, a partir de biotita o de sillimanita (1), en relación a planos de S₃, S₄ y planos C de accidentes dúctil-frágiles D₄.

Parecidas relaciones son distinguibles en otros macizos cercanos del Sistema Central. En el Macizo de La Cañada-Cebreros tampoco existe una zona de distena. La zona de la estaurolita sin-D₂ en este área da entrada directamente a la blastesis de sillimanita sin-D₂, al igual que en la subzona estructuralmente más alta de la zona de sillimanita (1) (M₂). La blastesis de andalucita en La Cañada-Cebreros tiene gran importancia cartográfica, superponiéndose a todas las zonas metamórficas Barrovienses e incluso a la zona de sillimanita; pero es igualmente muy tardía, al menos tardi-D₂, dando lugar a grandes cristales alargados, por razones miméticas contenidos en la fábrica planar de S₂, pero desorientados en ella, y a venas de agregados masivos de andalucita prismática idiomorfa, no deformada.

Venas semejantes con distena aparecen en la zona de sillimanita (1) del Macizo de Honrubia, por debajo estructuralmente de la probable prolongación de la Falla de Berzosa. Por encima de esta falla únicamente se han encontrado venas con andalucita, sin distena y sin sillimanita (2), aunque ésto puede deberse a la escasa superficie ocupada por la zona M₃ de sillimanita (2) en el bloque de techo.

Las consecuencias que se pueden obtener de estas relaciones son:

- El episodio o episodios tectónicos de presurización que llevan las rocas a condiciones de distena son previos a D₂ y los denominamos D₁.
- D₂ se inicia en condiciones de presión importante (estabilidad de distena), pero evoluciona descompresivamente para llevar a las rocas a condiciones de sillimanita y puede que ya entrando en condiciones de andalucita.

- El episodio de plegamiento de D₃ no conlleva una represurización importante. Las rocas entran en condiciones de andalucita y de nuevo en condiciones de sillimanita, lo que implicaría un cierto gradiente P/T positivo, pero de muy baja pendiente. No hay una nueva blastesis de distena ni tampoco de granate en estas rocas.

En cuanto a la turmalina, presenta características parecidas a las de la Unidad Inferior (II zona de sillimanita). Forma prismas idiomorfos con zonado concéntrico, de verde oliva en el centro a amarillo en el borde.

Leucogneises

Los ortogneises leucocráticos que afloran en la Unidad Intermedia son también cuerpos metagraníticos que encajan en los metasedimentos (esquistos y paragneises). Presentan facies similares a algunos de los tipos de la Unidad Inferior en lo que respecta a sus protolitos, aunque se diferencian por la ausencia de movilizadores migmatíticos y por la intensidad de la deformación por cizalla, que da lugar a tipos homogéneamente miloníticos. Pueden distinguirse:

Leucogneises con glándulas

Constituyen la facies más común de leucogneises en la unidad. Presentan glándulas idiomorfas a subidiomorfas de cuarzo y de feldespato potásico (Lámina XXIVd,e), de hasta 4 cm de eje mayor e irregularmente distribuidas. La fábrica es una foliación milonítica, definida por la orientación de biotita, sillimanita, moscovita y finos prismas de turmalina en una matriz granoblástica orientada de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y algo de granate. Afloran como macizos estirados por la deformación, principalmente en Riaza, La Pinilla y Berzosa del Lozoya. No así el cuerpo de la Ermita de Nazaret que, aunque también muy deformado, aparece asociado a paragneises migmatíticos de la Unidad Inferior. En el Macizo de Honrubia aflora otro cuerpo de leucogneises con glándulas que ya fue correlacionado por González Casado et al. (1984) con los gneises tipo Berzosa-Riaza. Es frecuente encontrar niveles pelíticos intercalados, en algún caso (Honrubia) muy potentes y continuos. En estos casos, se reconocen facies aplitoides de borde en el contacto del gneis con los esquistos. Los niveles pelíticos son esquistos con intercalaciones de metareniscas semejantes al encajante, con moscovita, biotita, granate, estauroлита, distena y sillimanita. Los interpretamos como niveles del encajante aislados cartográficamente por la coalescencia de intrusiones graníticas laminares (*sills*) y, los de menor tamaño, como posibles megaenclaves.

Petrográficamente, son rocas con fábrica gneísica (S₂) en la que destaca un pobre bandeo tectónico entre dominios cuarzofeldespáticos y nivelillos pelíticos, y por zonas una textura *augen* asociada a la presencia de porfiroclastos feldespáticos rodeados por la foliación y con largas colas de trituración. Los constituyentes principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, moscovita y biotita, con granate, turmalina, sillimanita fibrolítica, apatito, turmalina, circón y opacos como accesorios más importantes.

El feldespato potásico se presenta:

- En la mesostasis, como cristales de microclina con textura granoblástica y tamaño de grano fino, con contactos suturados con el cuarzo y la plagioclasa.
- Como porfiroclastos de ortosa, idiomorfos a subredondeados, de entre 1 y 4 cm y frecuentemente con macla de carlsbad. Suelen presentar desmezclas pertíticas de plagioclasa. En sus bordes se encuentran recrystalizados a subgranos, usualmente de microclina con macla en enrejado. Presentan inclusiones de cuarzo, *drop-like* o en cristales de sección hexagonal, plagioclasas subidiomorfos y pequeñas micas idiomorfos desorientadas o en direcciones reticulares. Las inclusiones de moscovita pueden ser muy abundantes, a veces con disposiciones anulares de tipo frasl. Pueden encontrarse parcialmente transformados a plagioclasa.

La plagioclasa es más abundante formando parte del agregado granoblástico de la matriz, como cristales subidiomorfos groseramente orientados, con maclados polisintéticos, pero también forma pequeños porfiroclastos inferiores a 1 cm, inclusiones en los megacristales de feldespato potásico y también desmezclas pertíticas en los porfiroclastos de feldespato potásico. Los porfiroclastos presentan inclusiones similares a las del feldespato potásico: cuarzo, *drop-like* y en cristales prismáticos de sección hexagonal, y pequeñas moscovitas dispuestas al azar o en orientaciones reticulares.

El cuarzo puede formar porfiroclastos subredondeados, pero preferentemente aparece como granos suturados y más o menos equidimensionales en el agregado granoblástico y venas acintadas por la deformación, recrystalizadas a subgranos. También se presenta como inclusiones *drop-like* en los porfiroclastos de feldespato y plagioclasa, y como mirmequitas en los contactos entre granos de feldespato y plagioclasa. En los planos C relacionados con cizallas tardías, se encuentra un cuarzo de pequeño tamaño de grano, recrystalizado junto a micas.

La moscovita es más abundante que la biotita. Ambas se concentran en los dominios de filosilicatos del bandeo tectónico, formando lepidoblastos subidiomorfos orientados en la fábrica S_2 y también recrystalizan como finas micas en planos C que cortan a la S_2 en relación con las estructuras dúctil-frágiles situadas entre Montejo de la Sierra y Berzosa del Lozoya. La moscovita tiene generalmente mayor tamaño de grano que la biotita. Las moscovitas de mayor tamaño (3-4 mm) pueden presentar hábitos de *mica fish* sigmoidales debido a la deformación por cizalla. También aparecen pequeños cristales de moscovita y biotita incluidos en los porfiroclastos de feldespato potásico y de plagioclasa.

El granate es subidiomorfo a alotriomorfo, de pequeño tamaño y aspecto limpio (tipos texturales 1a y 1d). Muestra sombras de presión con biotita (tipo 2c), cuarzo y plagioclasa.

La turmalina forma cristales idiomorfos a subidiomorfos de hasta 5 mm, con zonados concéntricos de pleocroismo verde a marrón verdoso.

La sillimanita es muy poco abundante por limitaciones composicionales. Cuando aparece, lo hace en forma de haces de fibras, formándose a expensas de la biotita y aparentemente es del tipo 1, orientada en la S_2 .

El apatito forma cristales idiomorfos a subidiomorfos de mediano tamaño en el agregado granoblástico. El circón forma pequeños cristales y los opacos son irregulares y muy escasos.

Leucogneises metaplíticos

Al igual que en la Unidad Inferior, forman tanto afloramientos de estructura acintada o tabular, de hasta varios kilómetros de longitud y potencias de algunas decenas de metros, como facies de borde de cuerpos glandulares con espesores de pocos metros. Dentro de los primeros destaca el cuerpo que va desde el N de Horcajuelo de La Sierra al S de Prádena del Rincón, probablemente repetido al N de Montejo de la Sierra y en el Embalse de Puentes Viejas por efecto del plegamiento D_3 . Están formados por un mosaico granoblástico orientado de grano fino de feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa como constituyentes principales; con biotita (tipo 2a), moscovita, granate, turmalina y opacos como constituyentes minoritarios. El granate es frecuente, sobre todo los tipos texturales 1a, 1d y 4a, cristalizando a partir de la biotita, pudiéndose observar microdominios sin biotita en torno a los granates.

Metareniscas feldespáticas

Las metareniscas o metasamitas feldespáticas alternan con los esquistos y paragneises, siendo especialmente potentes hacia la base de la unidad, donde dan cierto resalte morfológico. Este nivel aflora en el cordal entre Horcajo y Horcajuelo de la Sierra, y repetido por el plegamiento de D_3 en el cordal al N de Montejo de la Sierra. Son rocas de grano medio, tonos grises y bien estratificadas, formando bancos de 20 cm a 1 m separados por niveles más pelíticos. Las rocas están afectadas por una fábrica penetrativa (S_2), que envuelve porfidoblastos con una esquistosidad interna relictas (S_1) y a la que se paraleliza la S_0 . Al ser niveles reológicamente competentes dentro de la serie de esquistos y paragneises, marcan muy bien los pliegues posteriores: pliegues D_3 asimétricos y apretados, y pliegues D_4 abiertos y angulosos, a veces dando figuras de interferencia en gancho. La S_2 queda traspuesta por S_3 únicamente en las zonas de charnela de los pliegues D_3 , produciéndose un reaplastamiento en sus flancos.

Las metareniscas están formadas por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita y feldespato potásico como constituyentes principales y granate, estaurolita, sillimanita, distena, turmalina, rutilo, ilmenita, apatito y circón como accesorios. La textura es granolepidoblástica orientada, con una grosera foliación marcada por la orientación preferente de los elementos minerales planares (cuarzo en venas acintadas, moscovita, biotita, granates con bordes reabsorbidos, nódulos de sillimanita e ilmenita) y prismáticos (estaurolita, turmalina).

El cuarzo forma parte del agregado granoblástico como granos casi equidimensionales de contactos suturados, venas acintadas y lentes recrystalizadas a subgranos e inclusiones de pequeño tamaño dentro de granates y estaurolitas.

La plagioclasa forma exclusivamente parte de la mesostasis, no apareciendo como porfidoblastos, pero se presenta tanto como cristales de origen metamórfico, intercreciendo con el cuarzo, como en pequeños porfiroclastos -aparentemente no recrystalizados- con inclusiones reticulares o desorientadas de micas idiomorfas, semejantes texturalmente a los grandes porfiroclastos de los leucogneises.

La moscovita aparece como grandes micas muy estiradas por deslizamiento intracristalino, hasta formar lepidoblastos nuevos orientados dentro de la misma S_2 .

La biotita forma principalmente lepidoblastos subidiomorfos orientados en la fábrica (tipo textural 2a) y cristales alotriomorfos intersticiales en los dominios más granoblásticos de la matriz de la roca (tipo 2e).

El feldespato potásico se encuentra exclusivamente como granos pequeños, porfiroclásticos, en el agregado granoblástico.

El granate forma porfidoblastos de 2-3 mm hasta 8 mm, subidiomorfos y de aspecto turbio, anubarrado. Los de mayor tamaño pueden aparecer con bordes reabsorbidos por disolución por presión, de forma que quedan con formas ahusadas orientados y envueltos en la S_2 . Pueden presentar una esquistosidad interna microplegada formada por microinclusiones de cuarzo, ilmenita y alguna biotita (tipo 1c), que relacionamos con una S_1 atrapada en momentos iniciales del desarrollo de S_2 (granate de tipo textural 3b). Estas relaciones indicarían un crecimiento del granate entre el final de D_1 y buena parte de D_2 , pero finalizando su blastesis antes del completo desarrollo de la S_2 o del reaplastamiento de la fábrica durante D_3 .

La estauroлита, del tipo textural 1e, forma porfidoblastos de subidiomorfos a alotriomorfos de pequeño tamaño, con microinclusiones de cuarzo, turmalina, rutilo e ilmenita.

Rutilo e ilmenita se encuentran además en la mesostasis. El rutilo forma pequeños granos idiomorfos, a veces parcialmente reemplazados por ilmenita. La ilmenita de la matriz, formada a expensas del rutilo, forma laminillas orientas en la S_2 . De acuerdo con estas observaciones, parece que la fase titanada en equilibrio pasa de ser ilmenita (microinclusiones en los granates) a rutilo y de nuevo ilmenita, durante el final de D_1 y el desarrollo de D_2 .

La desestabilización de granate y rutilo parece estar relacionada con las siguientes reacciones, atravesadas por la trayectoria descompresiva de las rocas:

- $Grt + Rt = Ilm + Pl + Qtz$
- $Grt + Rt = Ilm + Als + Qtz$

La aparición de sillimanita en forma de haces de fibras en nódulos orientados en la S_2 (a veces de gran tamaño, incluso decimétricos), colas de recristalización sobre porfidoblastos de granate en la S_2 , en planos discretos nuevos paralelos a S_3 y nódulos microplegados durante D_4 extensional, en los que aparecen fibras plegadas y fibras orientadas paralelamente al plano axial, parece estar ligada a los estadios finales de D_2 (sillimanita (1)) y parte del desarrollo de D_3 e incluso posterior (sillimanita (2)).

La turmalina forma prismas zonados, de color verde a amarillento, orientados en la S_2 .

Areniscas y conglomerados

Se trata de rocas leucocráticas, de grano grueso, estructuradas en bancos masivos, peor estratificadas que las metareniscas feldespáticas. Aparecen intercaladas entre los esquistos y paragneises en una

posición estructuralmente más alta que las metasamitas feldespáticas. Los niveles de conglomerados constituyen niveles decimétricos, aún más leucocráticos que las areniscas en las que se intercalan. Los cantos, formados por cuarzo, aparecen aislados en la matriz arenosa, son de pequeño tamaño (< 2 cm) y presentan formas redondeadas estiradas según la dirección de L_2 . Los mejores afloramientos se encuentran al N de Horcajuelo de la Sierra y al NE de Montejo de la Sierra.

Las areniscas son a menudo microconglomeráticas. Están formadas por cuarzo, moscovita, biotita, plagioclasa, granate, sillimanita, turmalina, apatito, circón y opacos. La matriz arenosa de los conglomerados es más pobre en micas que las areniscas. Muestran una foliación grosera correspondiente a S_2 , marcada por la orientación preferente de la matriz granoblástica, formada por granos inequidimensionales de cuarzo y de plagioclasa, y de lepidoblastos subidiomorfos de moscovita y biotita. Contenidos en la S_2 se encuentran también cristales nematoblásticos subidiomorfos de apatito y turmalina, así como los cantos elongados de cuarzo y sus colas de presión de cuarzo de neoformación, sillimanita y micas, definiendo una lineación de estiramiento L_2 . El granate forma cristales de tamaño medio, subidiomorfos a alotriomorfos, frecuentemente como poiquilocristales esqueléticos que crecen intersticialmente entre el cuarzo de la mesostasis (tipo textural 1e).

Cuarcitas grafitosas y cuarcitas impuras

Las cuarcitas grafitosas aparecen hacia la base de la unidad. Son rocas de grano fino y color gris oscuro o negro, que forman bancos aislados de 60 cm a 2 m de potencia. Son frecuentes las venulaciones de cuarzo de neoformación, tanto deformadas, estiradas dentro de la S_2 , como postectónicas. Afloran en el cierre periclinal de la serreta situada entre Horcajo y Horcajuelo de la Sierra y en el pantano de Puentes Viejas al N de Mangirón. Están formadas por cuarzo de grano fino y gran cantidad de grafito de aspecto pulverulento.

Aparte de las cuarcitas negras grafitosas, aparecen otras cuarcitas también en bancos métricos aislados, de tonos cremas, grises a ocre, formadas por cuarzo, micas (moscovita y biotita) y/o anfíboles verdes, algo de plagioclasa, apatito, turmalina verde amarillenta, circón y opacos. Afloran en el pantano de Puentes Viejas, al W y N de Berzosa del Lozoya y al N del Hayedo de Montejo. Presentan texturas granoblásticas orientadas a grano-lepidoblásticas y grano-nematoblásticas.

Rocas de silicatos cálcicos

Las rocas calcosilicatadas aparecen en la Unidad Intermedia como *boudins*, generalmente de pequeño tamaño (hasta 2 m de longitud y pocos decímetros de potencia), intercalados en los metasedimentos. Aparecen zonados concéntricamente, con dominios más ricos en anfíbol y dominios más cuarzoplagioclásicos. Su composición mineralógica incluye cuarzo, plagioclasa, anfíbol, wollastonita, granate, apatito, esfena, ilmenita, rutilo, circón y, en algunas rocas, mucha clinozoisita. Algunas rocas conservan clinopiroxeno, sólo parcialmente transformado a anfíbol o como relictos en plagioclasa. Se forma algo de mica blanca sobre la plagioclasa, de biotita a partir del anfíbol y cantidades variables de clorita a partir de la biotita, del granate y del mismo anfíbol.

Las bandas más ricas en cuarzo, plagioclasa y wollastonita presentan una textura en mosaico granoblástico orientado. Estas zonas más leucocráticas son también las más ricas en granate, mientras que el anfíbol es escaso en ellas.

El cuarzo forma gruesos granos monocristalinos, inequidimensionales y orientados en la fábrica, con contactos suturados y también según puntos triples. Presentan extinción ondulante y recristalización a subgranos en los bordes. También se encuentran granos de cuarzo como inclusiones en granos de la matriz y poiquiloblastos de plagioclasa y en los porfidoblastos de granate.

La plagioclasa se encuentra como cristales granoblásticos de menor tamaño que el cuarzo, de aspecto algo turbio y maclado polisintético. Pueden incluir pequeños granos de cuarzo y restos alotriomorfos de granate. También puede aparecer plagioclasa formando cristales poiquiloblásticos incluyendo granos de anfíbol, cuarzo, clinozoisita y esfena. Algunos de estos poiquiloblastos de plagioclasa presentan hábitos prismáticos, muy alargados y de bordes rectos.

El anfíbol es subidiomorfo a idiomorfo, de color verde o verde azulado a verde pálido, formando cristales 2 a 5 mm, de hábito nematoblástico y orientados según la fábrica. Forma también poiquiloblastos que engloban granos de cuarzo, plagioclasa, clinozoisita y raramente, relictos de clinopiroxeno. En los dominios leucocráticos se encuentra también como pequeños anfíboles intersticiales en el mosaico de cuarzo y plagioclasa, o como inclusiones en los granates.

Los anfíboles pueden aparecer localmente transformados a biotita, especialmente en planos de deformación tardíos.

Los granates son subidiomorfos, normalmente de menos de 2 mm, a veces formando hiladas cortas. Presentan inclusiones no orientadas de cuarzo, ilmenita y anfíbol. Otras veces aparecen como relictos blindados en plagioclasa, probablemente como producto de la misma desestabilización descompresiva texturalmente descrita en las rocas de silicatos cálcicos de la Unidad Inferior. Pueden encontrarse parcialmente corroídos y transformados a clorita.

La wollastonita puede aparecer como cristales intersticiales, en agregados ameboides con la plagioclasa o como poiquiloblastos.

La esfena es muy abundante y forma pequeños granos idiomorfos, frecuentemente en hiladas o cadenetas. El rutilo, también en forma de pequeños granos idiomorfos, es escaso o está ausente en algunas rocas. La ilmenita forma en cambio agregados alotriomorfos intersticiales, elongados en la matriz grano-nematoblástica, formándose a partir de la esfena, y más raramente forma gruesos cristales subidiomorfos.

La epidota, muy abundante en algunas rocas y ausente en otras, forma cristales prismáticos de pequeños a gruesos, a veces concentrados en nidos, y siempre orientados en la fábrica S_2 .

Aplo-pegmatitas deformadas

Existen dos tipos principales de venas aplo-pegmatíticas variscas deformadas en los materiales de la Unidad Intermedia, relacionadas con los dos episodios extensionales que afectan a los materiales:

venas sin- D_2 y venas sin- D_4 . Sin embargo, los diques de leucogranitos aplíticos con granate y turmalina sin- D_4 quedan restringidos a zonas más internas (Unidad Inferior), lo que supone una diferenciación en función de la profundidad: en condiciones ya dúctil-frágiles, las venas pegmatíticas implican mayor importancia de la fase fluida, en condiciones de menor presión litostática respecto a los diques de leucogranito.

Las venas sin- D_2 son generalmente de espesores decimétricos y poco recorrido, aunque pueden llegar a aparecer como bolsadas elipsoidales estiradas en sus extremos. Aparecen como intercalaciones intrafoliares en la S_2 cuando encajan en metasedimentos y sus contactos presentan una fuerte deformación intracristalina, mientras el interior puede aparecer menos deformado. Están formadas por feldespatos potásicos, plagioclasa, cuarzo, placas de moscovita turmalina, y algo de biotita.

Las venas sin- D_4 suelen tener espesores métricos y recorridos de centenares de metros. Se encuentran espacialmente relacionadas con los accidentes normales dúctil-frágiles de D_4 , como la Falla de Berzosa y el Despegue del Cervunal. Están también formadas por feldespatos potásicos, plagioclasa, cuarzo, turmalina y moscovita. Aparecen cortando oblicuamente a la S_2 , que puede paralelizarse a los cuerpos en su contacto. En ocasiones pueden aparecer charnelas de sillimanita como enclaves aislados en la pegmatita. Los bordes de los cuerpos aparecen deformados, con una lineación de estiramiento marcada por la orientación de cuarzos y turmalinas, de direcciones E-W a NW-SE, y un clivaje grosero (*rough cleavage*) paralelo a sus bordes. Las zonas centrales de los cuerpos no muestran deformación.

Venas con distena y/o andalucita y sillimanita

Las venas con diferentes silicatos aluminicos son características de cada unidad tectonometamórfica. Su tamaño es pequeño, de potencias decimétricas y algún metro de longitud como máximo.

En las zonas más internas de la Unidad Inferior se limitan a venas sin- D_2 de cuarzo recubiertas por placas de sillimanita fibrolítica y a nódulos centimétricos de sillimanita, formando *boudins* en la S_2 (M_2) y a veces plegados (M_3).

En las zonas más someras de la Unidad Superior, son abundantes las venas sin- D_2 (M_1 a M_2) de cuarzo envueltas por acumulaciones masivas de granate y/o de estauroлита + moscovita \pm plagioclasa, según la respectiva zona metamórfica Barroviense, pero la superposición metamórfica de baja presión lleva asociado el desarrollo de otra generación de venas en niveles profundos de la unidad, formadas por cuarzo + plagioclasa + biotita/clorita + moscovita + andalucita \pm sillimanita.

En la zona de cizalla dúctil mesozonal que ocupa la Unidad Intermedia, existen también venas sin- D_2 y venas post- D_2 . La mineralogía de las venas sin- D_2 es también función de la subzona M_2 en la que se encuentren:

- En la subzona con distena relicta, se encuentran venas de cuarzo y sillimanita o nódulos de sillimanita semejantes a las de zonas más profundas (Unidad Inferior), aunque pueden llegar a tamaños decimétricos. Los nódulos presentan boudinage según la dirección de estiramiento

L_2 , NW-SE, y están a veces plegados por D_3 o por D_4 extensional con sus ejes también paralelos a direcciones NW-SE a N-S.

- En la subzona con distena metaestable aparecen venas de cuarzo + plagioclasa + moscovita + distena. Las distenas forman prismas de varios centímetros de eje mayor, alargados según la L_2 . Son más abundantes sobre el exterior de las venas, pero también pueden encontrarse englobadas en su interior.
- En la subzona sin distena las venas son de cuarzo + plagioclasa + moscovita + estauroлита, similares a algunas de niveles más someros (Unidad Superior)

En la zona más próxima a la Falla de Berzosa se observa, en las venas con polimorfos aluminicos, la misma superposición metamórfica de baja presión que registran los esquistos y paragneises encajantes, con sucesivas transformaciones minerales. El caso más completo es el de las venas sin- D_2 con distena. Se observa la transformación de la distena en gruesos prismas cortos de andalucita. Estos, a su vez, aparecen atravesados por planos discretos en los que se transforma a fibrolita con las acículas de sillimanita paralelas a los planos C, o muestran películas superficiales y golfos de corrosión rellenos de fibrolita. De acuerdo con lo observado sobre el afloramiento, la distena M_1 de las venas permanece metaestable en la subzona referenciada, sin transformarse a sillimanita (1) durante M_2 . Cuando la descompresión producida por D_2 ha llevado las rocas a baja presión y menor temperatura (M_3), pero probablemente bajo una presión de fluidos más importante, la distena se transforma en andalucita, y ésta a su vez en sillimanita (2). Hay que hacer notar que de nuevo raramente se observan pasos intermedios de la transformación distena sillimanita (Sil (2) en este caso), supuestamente por las mismas causas de cinética de reacciones más arriba aducidas para los polimorfos aluminicos en la matriz de la roca. En el Macizo de Honrubia no se ha observado transformación de la distena que aparece en las venas sin- D_2 situadas entre los cuerpos de leucogneis metagranítico e, inmediatamente, estructuralmente bajo ellos. En este macizo, las apariciones de andalucita quedan limitadas a venas post- D_2 en la Unidad Inferior, por encima del campo de estabilidad de distena M_1 .

Además de las venas sin- D_2 con distena (M_1) o con sillimanita (1) (M_2), existen también venas post- D_2 con asociaciones exclusivamente de baja presión. Estas venas son más abundantes a techo de la Falla de Berzosa (en la Unidad Superior), con la que espacialmente parecen relacionarse. González Casado y Casquet (1988) y más tarde Escuder Viruete et al. (1996, 1998) señalan que las alteraciones hidrotermales e inyecciones pegmatíticas son frecuentes en el bloque de techo de accidentes extensionales, debido a la migración de los fluidos liberados hacia zonas de menor presión (Reynolds y Lister, 1987). Estas venas post- D_2 intruyen a favor de planos de S_2 o la cortan, apareciendo estiradas o como *boudins* conjuntamente con la S_2 en el entorno de la Falla de Berzosa.

En otros macizos del Sistema Central no son frecuentes las venas con polimorfos aluminicos. En el Macizo de La Cañada-Cebreros, en niveles tectonoestratigráficos similares a la Unidad Intermedia, aparecen venas de cuarzo + plagioclasa + moscovita + andalucita. Estas venas con gruesas andalucitas prismáticas son posteriores a la D_2 , al igual que la andalucita en roca descrita anteriormente y muestran relaciones con la S_2 similares a las de la Falla de Berzosa, pero sin relación aparente con ningún accidente tardío del mismo tipo.

De las relaciones entre los tres polimorfos aluminicos, tanto en roca como en venas, se deduce la misma trayectoria: desde condiciones de estaurolita (1) o de distena (M_1); las rocas experimentan una descompresión y/o calentamiento durante D_2 que las lleva a condiciones de sillimanita (1) (M_2). Al final de D_2 , las rocas más profundas de la unidad se encuentran en condiciones de sillimanita (2), mientras que las rocas más someras se encuentran en condiciones de andalucita (a menor presión y posiblemente algo más frías). Durante D_3 y D_4 (M_3), la temperatura aumentó y parte de la andalucita se transformó en sillimanita (2), para enfriarse finalmente (M_4). Una primera aproximación a los posibles gradientes metamórficos de los estadios M_1 , M_2 y M_3 se encuentran en el diagrama P-T de la Figura 15.

Esta trayectoria implica dos ciclos de engrosamiento → calentamiento → extensión → enfriamiento, que relacionamos con $D_1 + D_2$ y $D_3 + D_4$. El desarrollo de estos dos ciclos es asimétrico, siendo el primero de ellos el más importante. Comienza con el desarrollo de asociaciones Barrovienses (M_1) y termina en condiciones de baja presión (M_2). El segundo ciclo, cuyas posibles explicaciones analizaremos en el modelo de evolución tectonotermal, no registra una represurización importante, su extensión geográfica y en la vertical es más restringida, y los procesos metamórficos asociados (M_3 - M_4) suceden exclusivamente a baja presión.

Características petrográficas de los materiales de la Unidad Superior

El límite inferior visible de la unidad es siempre tectónico, bien una zona de alta deformación de D_2 (en Riaza, Honrubia y Hiendelaencina-Angón), bien un accidente dúctil-frágil tardío (D_4) que enmascara el anterior (Falla de Berzosa en Somosierra, Falla de La Cruz de Hierro en Ojos Albos o la Falla Extensional de Nieva y la Falla de Carbonero en Santa María La Real de Nieva).

Por encima del contacto se extiende una columna de materiales con características estratigráficas, tectónicas y metamórficas bastante homogéneas. Regionalmente, la mayor diferencia estratigráfica a lo largo de la unidad es la existencia de un Cámbrico inferior claramente identificable en áreas más occidentales, en los macizos de Santa María La Real de Nieva y de Ojos Albos; mientras que hacia el E, tanto en Honrubia como en Somosierra y la Región de Hiendelaencina, los materiales más bajos parecen ser ya de edad Ordovícico Inferior o, a lo sumo, Cámbrico terminal-Ordovícico Inferior.

Estructuralmente, los materiales situados en la base de la unidad están afectados por una S_2 como fábrica principal, en la que quedan relictos de una S_1 principalmente en forma de una esquistosidad interna en porfidoblastos de biotita, cloritoide, granate o estaurolita. Hacia arriba estructuralmente (y estratigráficamente), la fábrica S_2 se encuentra menos desarrollada, pasando a ser un bandeo tectónico que deja microlitones de S_1 o pasa rápidamente a ser únicamente la S_1 preservada. En general la banda de deformación S_2 de la Zona de Cizalla de Berzosa (ZCB) queda por debajo de la Cuarcita Armoricana. Únicamente la afecta, o llega a estar por encima de ella, en el Macizo de Honrubia, en el Macizo de Ojos Albos, al NE del Antiforme de El Cardoso y en el Flanco oriental del Antiforme de Hiendelaencina. Las dos ramas de la zona de cizalla que se encuentran en los flancos orientales de El Cardoso y Hiendelaencina buzaban originalmente hacia el E o SE de una forma apreciable (forman

un ángulo de 20°-30° con la Cuarcita Armoricana), lo que sugiere accidentes lítricos que enraizarían en la zona de cizalla subhorizontal de la ZCB, similar a la de un *core complex*. La disposición en relevo hacia el ESE de ambas estructuras extensionales sintéticas, con sentidos de movimiento hacia el SE, puede haber condicionado también la nucleación del Sinforme de Majaelrayo durante el reapretamiento de D_3 , al quedar la zona entre ambas sujeta a rotación antitética de techo al W.

La zona interna de los antiformes de D_3 , sobre todo en Honrubia y en El Cardoso, pero también en la región de Hiendelaencina, está afectada por una fuerte esquistosidad de crenulación, S_3 , que se superpone a S_2 y a $S_1 + S_2$. La penetratividad de S_3 está claramente condicionada por las condiciones de temperatura de las rocas al final de D_2 (lo que implica un desarrollo de D_3 como inmediata continuación cronológica de D_2). Su desarrollo llega como mucho hasta la parte baja de la zona de la biotita, por lo que sólo localmente se encuentra bien representada por encima de la Cuarcita Armoricana, y casi exclusivamente en los núcleos de los principales pliegues D_3 .

Por encima de la Cuarcita Armoricana en el Sinforme de Majaelrayo, el plegamiento de D_3 es claramente disarmónico: produce pliegues en la S_0 de los tramos de alternancias de areniscas o cuarcitas con filitas o pizarras (miembros R1, R3 y R5 de la Fm. Rodada y Cuarcita de Santibáñez; Figura 3), de comportamiento reológico más elástico, mientras que en los tramos de pizarras homogéneas (R2 y R4), de mayor viscosidad, la S_0 tiende a permanecer paralela a sí misma, absorbiendo buena parte de la deformación por aplastamiento paralelo a las capas. Un claro ejemplo a escala cartográfica es el cierre periclinal de la cuarcita Armoricana al S de Puebla de la Sierra (ver Mapa IIa y comparar los pliegues menores en la cuarcita y la geometría de las isogradas, trazadas siguiendo los contactos visibles dentro de las pizarras, que describen una envolvente de mayor longitud de onda). Entre las alternancias de areniscas y filitas y pizarras de R1 y las pizarras masivas de R2 se localiza a veces una estrecha zona de mayor deformación que la normal para S_1 y más tendida. Esta zona puede ser debida a D_2 , dado que parece seguir aproximadamente los pliegues mayores de D_3 , pero también puede corresponder a un despegue de D_3 para acomodar la disarmonía de plegamiento entre ambos tramos litológicos de distinto comportamiento reológico.

La recristalización asociada a D_3 en el interior del Sinforme de Majaelrayo es muy reducida. Da lugar a planos muy finos y netos, que constituyen en los afloramientos los auténticos planos de fisibilidad de las pizarras, pero que están espaciados y dejan entre ellos casi todo el volumen de roca con la S_1 original, fina, poco penetrativa y verticalizada, algo oblicua a los planos de S_3 . La disposición de S_3 , que es retrovergente y más tendida en los materiales estructuralmente más bajos, se verticaliza en los niveles más someros. En los antiformes de Honrubia, El Cardoso y Hiendelaencina, la S_3 buza de 30° a 45° hacia el E o NE, verticalizándose e incluso buzando al W en los flancos normales de los antiformes y núcleo de los sinformes de D_3 . De este modo, en el Sinforme de Majaelrayo la S_3 se dispone en amplio abanico convergente hacia arriba (Corte II-II').

La disposición pre- D_3 de las distintas fábricas condiciona también su respuesta al plegamiento. La esquistosidad S_2 , previamente tendida, se pliega dando lugar a crenulaciones de S_3 sobre S_2 a alto ángulo; mientras que la S_1 , inicialmente más vertical, tiende a reaplastarse en los núcleos sinformales, por lo que en ocasiones S_1 ha sido interpretada como la fábrica de plano axial de los sinformes D_3 , tanto en este área como probablemente en otras secciones epizonales plegadas de la Zona Centroibérica.

Los principales materiales que integran la Unidad Superior son:

- Esquistos, filitas y pizarras
- Ortogneises macroglandulares
- Leucogranitos deformados
- Ortogneises micro y mesoglandulares
- Metareniscas biotítico-feldespáticas
- Cuarcitas, areniscas y conglomerados
- Rocas de silicatos cálcicos y cuarcitas anfibólicas
- Venas con andalucita y andalucita/sillimanita

Esquistos, filitas y pizarras

Los materiales pelíticos de la Unidad Superior corresponden a esquistos o pizarras de acuerdo con el grado metamórfico y la intensidad de la deformación que los afecte. Los tramos pelíticos más deformados y con mayor grado metamórfico corresponden a la zona de cizalla de segunda fase (ZCB, D_2). Los materiales afectados corresponden principalmente a la Fm. Constante (Schäfer, 1969), que en El Cardoso (probablemente no aflorante en su totalidad) está formada por una alternancia de esquistos, filitas, pizarras y cuarcitas de edad Arenig según su fauna (Fernández Casals y Gutiérrez Marco, 1985), pero que incluye la intercalación del Gneis de El Cardoso, un conjunto estratiforme de rocas volcánicas y volcanosedimentarias de edad Tremadoc terminal (480 ± 2 Ma, Valverde-Vaquero y Dunning, 2000). En Honrubia presenta un delgado tramo cuarcítico y conglomerático a la base, seguido por un segundo tramo muy pelítico y después un grueso miembro de alternancias de barras cuarcíticas y esquistos. La Cuarcita Armoricana de la Fm. Alto Rey también presenta algún nivel pelítico entre las barras arenosas y por encima se encuentra la potente serie, fundamentalmente pelítica de la Fm. Rodada.

La ZCB corta con cierto ángulo a la estructura pre- D_2 en El Cardoso, por lo que hacia el SE del antiforme de D_3 los materiales pelíticos de la Fm. Constante son filitas y pizarras con S_1 como fábrica principal, mientras que hacia el N la zona de cizalla afecta a la Cuarcita Armoricana y a los primeros tramos de la Fm. Rodada, que presenta una fábrica esquistosa S_2 . En Honrubia también los pocos metros visibles de la Fm. Rodada quedan dentro de la zona de cizalla de segunda fase que afecta a los demás materiales infrayacentes.

En esta unidad los materiales afectados por la ZCB pueden estar en condiciones de la zona de la estauroлита (1), desarrollada durante los estadios M_1 (Barroviense) y M_2 (gradiente intermedio de P media-baja y T media-alta) y de la zona M_1 del granate almandino. El techo de la ZCB se eleva estructuralmente hacia el NW, de forma que en la latitud de Riaza, y sobre todo en el Macizo de Honrubia, afecta a materiales en condiciones de la zona de la biotita. También en el Macizo de Hiendelaencina-Angón se localiza una rama de deformación dúctil D_2 que afecta a los materiales ordovícicos por encima de la Cuarcita de Alto Rey, en condiciones de la zona de la biotita y que se profundiza hacia el SE para unirse a la ZCB. Hacia el W, la zona de cizalla de D_2 afecta a los

materiales del Ordovícico Inferior y Cámbrico inferior del Macizo de Ojos Albos (además de al Proterozoico superior-Cámbrico inferior infrayacentes del Macizo de La Cañada-Cebreros) que se encuentran en condiciones de la zona de la biotita, aunque a partir de aquí la zona de cizalla debe hundirse hacia el N, ya que no llega a afectar a los materiales de la misma edad y grado metamórfico del Macizo de Santa María La Real de Nieva.

Consecuentemente, los materiales estructuralmente por encima de la ZCB pueden encontrarse en condiciones de la parte alta de la zona M_1 del granate, y de las zonas M_1 de la biotita y de la zona M_1 de la clorita, pero no se encuentran materiales de mayor grado metamórfico no afectados por zonas de cizalla de D_2 . Como analizaremos más adelante, la geometría que se desprende de estas relaciones es la de una amplia zona de cizalla subhorizontal, más somera o con ramas más someras en la zona axial del Sistema Central (de El Cardoso-Honrubia a Ojos Albos-La Cañada-Cebreros, en dirección NE-SW) y otras ramas someras, coalescentes en profundidad, por lo menos hacia el SE.

La razón para describir una única zona de la estaurolita (1), correspondiente a dos estadios metamórficos, es la dificultad petrográfica para separar las estaurolitas crecidas al final de D_1 y comienzo de D_2 (M_1) de aquellas crecidas durante el resto de D_2 (M_2).

Zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1)

En el área de El Cardoso, la zona de la estaurolita (1) afecta en parte a las Formaciones Constante, Gneis de El Cardoso, Alto Rey y parte basal de la Fm. Rodada, debido a la disposición oblicua de la isograda con respecto a la estructura de D_1 . Esta oblicuidad es patente en la cartografía (Mapa IIa) y queda reflejada en los cortes geológicos correspondientes, especialmente en el Corte I-I'. En el Macizo de Honrubia (Mapa IIb) afecta a la parte inferior de la Fm. Constante y, al menos en buena parte al gneis glandular tipo Ollo de Sapo equivalente a la Fm. Hiendelaencina. Independientemente de la unidad litoestratigráfica afectada, en la mitad estructuralmente inferior de la zona de la estaurolita (1) los tramos pelíticos están formados por moscovita + cuarzo + biotita + granate + estaurolita (1) + plagioclasa como constituyentes principales, junto a rutilo, turmalina, ilmenita, apatito, circón y monacita, como accesorios. En su mitad superior, la asociación mineral está formada por moscovita + cuarzo + biotita + granate + estaurolita (1) + plagioclasa ± cloritoide como constituyentes principales y clorita (tipo 2), ilmenita, turmalina, rutilo, apatito, circón y monacita como accesorios. En el antiforme de El Cardoso y en el Macizo de Honrubia, a la zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1) se le superpone parcialmente una zonación M_3 , desarrollada bajo un gradiente de baja P y alta T, que dio lugar a la blastesis de sillimanita (2), andalucita, una nueva estaurolita (estaurolita (2)), una nueva biotita (tipo 3) y una nueva clorita (tipo 3), además de la recrystalización local de moscovita y cuarzo.

La primera blastesis de estaurolita en las rocas se produce al atravesarse la reacción KFLASH:

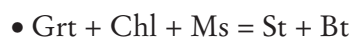


Esta reacción (Figura 15) representa sobre el terreno la isograda de aparición de la estaurolita (1). Las asociaciones KFMASH presentes en las rocas pelíticas son las expresadas en el diagrama AFM número 5 de la Figura 16: $\text{Prl} + \text{Chl}$, $\text{Prl} + \text{St}$, $\text{Chl} + \text{St}$, $\text{Prl} + \text{Chl} + \text{St}$, $\text{Chl} + \text{Bt}$, $\text{Chl} + \text{Grt}$, $\text{Bt} + \text{Grt}$,

Chl + Bt + Grt, Chl + Cld, Cld + Grt, Chl + Cld + Grt, Cld + St, Chl + Cld + St, Grt + St, y Cld + St + Grt. Cuando a mayor temperatura se rebasan las condiciones de estabilidad del cloritoide, debido a la reacción:



las asociaciones estables pasan a ser: Prl + Chl, Prl + St, Chl + St, Prl + Chl + St, Chl + Bt, Chl + Grt, Bt + Grt, Chl + Bt + Grt, Grt + St, y Chl + Grt + St, recogidas en el AFM número 6 de la Figura 16. A temperatura aún mayor, se desestabiliza la coexistencia de granate y clorita mediante la reacción:



Debido a esta reacción pasan a ser estables únicamente las asociaciones con: Prl + Chl, Prl + St, Chl + St, Prl + Chl + St, Chl + Bt, Bt + Grt, Grt + St, Bt + St, Chl + Bt + St, y Bt + Grt + St, visibles en el AFM número 7. En la Figura 15 se puede observar la secuencia de campos P–T que cruzan las rocas.

La fábrica principal es una S_2 plano-linear bien desarrollada, con características de bandeo tectónico. Las rocas presentan comúnmente dominios P de filosilicatos alternando con dominios Q ricos en cuarzo. Los segundos se encuentran muy estirados y recrystalizados durante D_2 y únicamente hacia techo de la zona de estaurolita (1) se muestran como microlitones en los que se puede llegar a conservar una S_1 parcialmente traspuesta, especialmente al E de Riaza, donde el ascenso durante M_2 de la isograda de la estaurolita hace que se superponga prácticamente a la zona M_1 del granate. La esquistosidad S_2 está formada por la orientación preferente de los filosilicatos y otros elementos planares como dominios y venas de cuarzo. Contiene una lineación L_2 de dirección NW-SE, definida por la orientación de estaurolitas, turmalinas y *rods* de cuarzo, frecuentemente obliterada por una fuerte crenulación que da lugar a una lineación de intersección L_3 a la cual se paraleliza L_2 . La esquistosidad de crenulación S_3 es muy fuerte en la zona de la estaurolita (1), tanto en El Cardoso como en el SW del Macizo de Honrubia, pero no llega a obliterar la S_2 .

Las venas de cuarzo sin- D_2 suelen presentar bordes muy ricos en moscovita, granate y/o estaurolita. La matriz micácea de estos bordes tiene un aspecto filonítico. Se encuentra empobrecida en sílice por su disolución y removilización hacia la vena de cuarzo, por lo cual su composición debe ser muy rica en Al_2O_3 y es la causa de la importante blastesis y concentración de granate y/o estaurolita.

En los dominios P, la moscovita forma lepidoblastos orientados en la S_2 , generalmente muy estirados por deslizamiento a lo largo de sus planos de exfoliación y con extinción ondulante en las charnelas de micropliegues de D_3 . En los dominios Q, la moscovita aparece como cristales tabulares menos estirados, orientados paralelamente al bandeo tectónico de S_2 o bien oblicuos a él, como restos de una S_1 no totalmente traspuesta. En los planos de S_3 las micas se encuentran rotadas y estiradas por cizallamiento en los flancos de las crenulaciones, pero la neoblastesis es limitada. Se encuentran también pequeñas moscovitas formando parte de la esquistosidad interna atrapada por porfidoblastos de cloritoide, granate o estaurolita.

El cuarzo puede formar parte del mosaico granoblástico orientado de los dominios Q. En los esquistos más micáceos y deformados por D_2 forma *rods* y venas acintadas, muchas de ellas a partir de sombras de presión sobre porfidoblastos de granate. Forma también parte de la esquistosidad interna (S_1

crenulada por S_2) en porfidoblastos de biotita, cloritoide, granate y estaurolita y singularmente como inclusiones en porfidoblastos de andalucita que engloban una S_2 plegada por D_3 .

La biotita aparece principalmente como lepidoblastos subidiomorfos orientados (tipo 2a). También suele formar, en los dominios P, porfidoblastos de 2-4 mm variablemente deformados (tipo 2b a tipo 3). Generalmente se presentan como peces de mica sigmoidales, pero llegan a encontrarse como nódulos laminares de lepidoblastos nuevos orientados en la S_2 . Presentan un intenso pleocroismo y color marrón rojizo. En los dominios Q, al igual que la moscovita, la biotita forma lepidoblastos tabulares, menos deformados que en los dominios P. Aparece también en las sombras de presión de porfidoblastos, con texturas intersticiales entre los granos de cuarzo (tipo 2c). Como inclusiones, se encuentran pequeños cristales incluidos en estaurolita y, más raramente, en cloritoide o granate (biotita tipo 2d).

El granate aparece como porfidoblastos de 2 a 6 mm, de idiomorfos a ligeramente subidiomorfos, generalmente envueltos o semienvueltos por la S_2 , dentro de la cual provocan largas sombras de presión. Las crenulaciones de S_3 también los envuelven, por lo que en ocasiones muestran dos generaciones de sombras de presión: una bien desarrollada de D_2 y otra incipiente a favor de microestructuras de D_3 . Suelen presentar microinclusiones, que pueden responder a tres pautas:

- Granates libres de microinclusiones o con alguna inclusión aislada; generalmente de ilmenita, cuarzo y/o turmalina (tipo textural 1a).
- Microinclusiones reticulares en forma de aspas, de arista a arista del cristal, a veces confluyendo en un dodecaedro central de sección hexagonal. Están formadas por pequeños granos de cuarzo que se adhieren a las aristas del cristal durante su crecimiento, por ser los puntos de mayor energía libre (tipo textural 1b).
- Microinclusiones orientadas en forma de esquistosidad interna. La mayor parte de los granates presenta un anillo exterior libre de inclusiones y un núcleo con una esquistosidad interna, recta o sigmoidal y más raramente rotacional, a veces semienvuelta por otra S_1 discordante (tipos texturales 3a y 3b). La esquistosidad interna está formada por granos de cuarzo, rutilo, ilmenita y más raramente biotita o moscovita. La interpretamos como una S_1 que parece ser atrapada desde el final de D_1 a los inicios de D_2 . La coexistencia de rutilo e ilmenita es similar a la observada en la mesostasis, donde se verifica la transformación de rutilo a ilmenita, indicando una trayectoria general descompresiva.

Los granates, al igual que sucedía hacia el techo de la zona de sillimanita (1) (Unidad Intermedia), aparecen frecuentemente como cristales idiomorfos incluidos o semi-incluidos en porfidoblastos de estaurolita de gran tamaño (tipo textural 3b*). El equilibrio textural entre granate y estaurolita indica que las primeras reacciones productoras de estaurolita son las que consumen cloritoide o biotita, y que sólo más tarde se llega a verificar la reacción KFMASH:

- granate + clorita + moscovita = estaurolita + biotita

La estaurolita se presenta en dos generaciones de blastesis sucesiva, estaurolita (1) y estaurolita

(2), con características petrográficas diferentes y en zonas cartográficamente distinguibles, aunque parcialmente superpuestas.

La estaurolita (1) forma en su zona metamórfica porfidoblastos envueltos o semienvueltos por la S_2 , generados durante los estadios M_1 (final de D_1 a principio de D_2) y M_2 (final de D_2), como se deduce de cierta oblicuidad de su isograda de aparición con respecto a las isogras M_1 del granate y de la biotita.

Los porfidoblastos de estaurolita (1) pueden presentarse según los tipos texturales 1a, 1b, 1c y 1d. En las metapelitas estructuralmente más profundas de la zona metamórfica (núcleo del Antiforme de El Cardoso) los tipos más frecuentes son gruesos porfidoblastos del tipo 1b, con un núcleo en el que aparece atrapada una esquistosidad interna S_1 , microplegada y a veces traspuesta por otra esquistosidad interna, S_2 . Ambas, S_1 y S_2 , están formadas por microinclusiones orientadas de cuarzo, rutilo, turmalina, ocasionalmente biotita o moscovita y de gruesos granates idiomorfos o de otras estaurolitas (tipo 1a) y un borde pobre en inclusiones, pero de mayor tamaño, de cuarzo, ilmenita y biotita. En el muro de la zona de la estaurolita (1) son también frecuentes los porfidoblastos sin inclusiones y semienvueltos por la S_2 externa (tipo textural 1d) o con patrones sigmoidales de microinclusiones orientadas en forma de una S_2 concordante con la esquistosidad externa (tipo textural 1e, Lámina XXIVf). Este crecimiento de los blastos de estaurolita (1), que en zonas más profundas se mantuvo hasta momentos más tardíos (sin- D_2 plena) que en el techo de la zona de la estaurolita (1) (sin- D_2 inicial), puede ser relacionado con el crecimiento continuado de los porfidoblastos durante M_1 y M_2 .

La presencia de estaurolita post- D_2 permite cartografiar la zona M_3 de la estaurolita (2), que aparece con tres tipos texturales distintos:

- Tipo 2a: Pequeños cristales idiomorfos que crecen estáticamente sobre la fábrica S_2 , que choca contra sus caras (salvo en las cercanías de la Falla de Berzosa, donde la esquistosidad gira y se estira adaptándose parcialmente a los blastos).
- Cristales subidiomorfos que nuclean en charnelas de D_3 o llegan a englobarlas como una esquistosidad interna microplegada y continua con el exterior (tipo textural 2b).
- Como recrecimientos idiomorfos y generalmente libres de inclusiones sobre blastos de estaurolita (1). Éste es el tipo más frecuente (tipo textural 2c). En ellos, la S_2 también choca contra las caras del cristal.

Los porfidoblastos compuestos de estaurolita (1) + estaurolita (2) presentan en su núcleo un grueso cristal de estaurolita (1), con microinclusiones orientadas dibujando una esquistosidad interna, mientras que la estaurolita (2) de los bordes crece en continuidad óptica con la anterior, pero no suele presentar microinclusiones, o únicamente en forma de anillo que marca el contacto entre ambas generaciones.

La plagioclasa es progresivamente más abundante con el incremento del grado metamórfico, con un drástico aumento modal en la parte más baja de la zona de la estaurolita (1), lo que indica que buena parte de esta estaurolita y de la plagioclasa de la paragénesis están ahora creciendo mediante la reacción KFCNMASH:

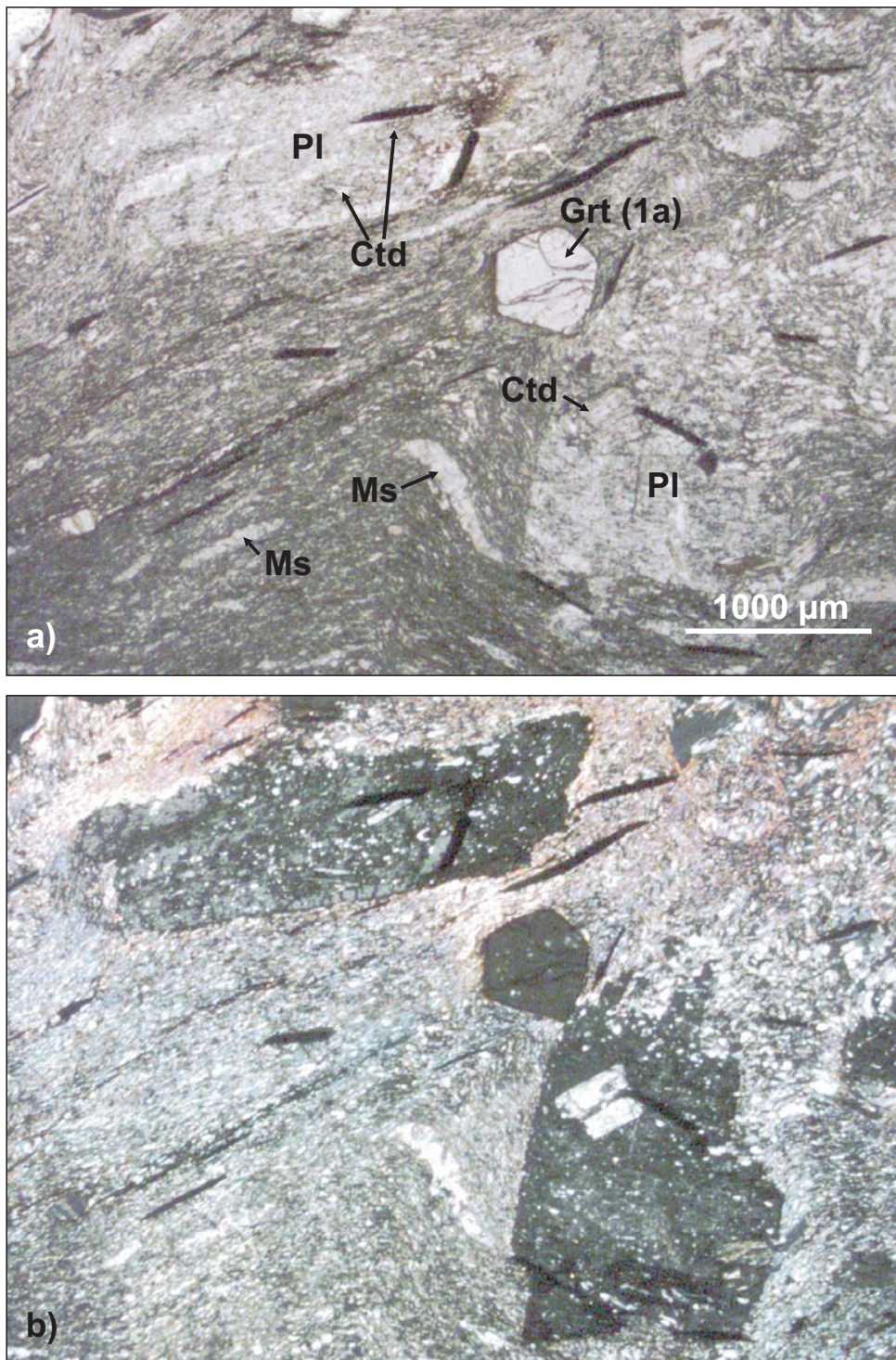


Lámina XXV: a) Microfotografía de esquistos de la Unidad Superior en condiciones de la zona de estaurolita (1). Se observan dos porfidoblastos de plagioclasa de tendencia idiomorfa con inclusiones de ilmenita (en negro), cuarzo y cloritoide. En la matriz destacan, además del cuarzo, mica blanca, clorita e ilmenita, un pequeño granate tipo 1a y algunos agregados de mica blanca como pseudomorfos similares a los de la Lámina XXIVf, tal vez a partir de una distena temprana. b) Misma imagen con luz polarizada.



La plagioclasa forma granos alotriomorfos inequidimensionales en los dominios Q, algo alargados paralelamente a la foliación, pero es más abundante en los dominios de filosilicatos, donde da lugar a cristales idiomorfos de sin-D₂ a post-D₂ (Lámina XXVa,b). Suele presentar un aspecto anubarrado por la abundancia de microinclusiones de pequeñas micas y materia orgánica, siendo más limpios cuanto mayor es el grado metamórfico.

El cloritoide forma gruesos porfidoblastos de pleocroismo gris azulado y con maclado polisintético. Aparecen envueltos por la fábrica S₂ y frecuentemente fracturados y con *boudinage*. Pueden incluir una esquistosidad interna microplegada formada por granos de cuarzo, ilmenita y rutilo, así como algún granate idiomorfo de pequeño tamaño. Su blastesis es de sin-D₁ a sin-D₂ temprana. Pueden alcanzar tamaños de hasta 2 cm, especialmente cerca de la isograda de aparición de la estaurolita (1), para después desaparecer rápidamente hacia el muro estructural de la zona metamórfica, debido a la reacción:



Quedan entonces únicamente relictos de cloritoide blindados en la plagioclasa (Lámina XXVa,b).

El rutilo es la fase titanada más abundante de la zona de la estaurolita (1). Aparece como cristales prismáticos cortos, idiomorfos a subidiomorfos, tanto en la mesostasis, no transformados a ilmenita, como incluidos en núcleos de cloritoides, granates y estaurolitas.

La ilmenita es la fase titanada estable en la zona del granate, apareciendo también en los porfidoblastos y en la mesostasis de los esquistos de la zona de la estaurolita (1). Forma pequeños cristales tabulares, idiomorfos a subidiomorfos, en forma tanto de inclusiones en los bordes de porfidoblastos de estaurolita (1), granate, cloritoide o biotita, como de cristales orientados en la S₂ de la matriz.

La clorita es más abundante en las rocas de la parte estructuralmente más alta de la zona de la estaurolita (1), especialmente en aquellas con cloritoide (ver asociación AFM número 5 de las Figs. 16 y 17). Puede aparecer en varias posiciones texturales y según distintas generaciones: como lepidoblastos orientados en la S₂ (tipo 2a), como pequeños porfidoblastos semienvueltos por la fábrica (tipo 2b), pero sobre todo como transformación retrógrada del cloritoide y del granate (tipo 4).

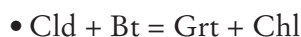
La Falla de Berzosa dio lugar a una zona con distinto grado de superposición de estructuras sobre S₂ y S₃. La superposición menos penetrativa está formada por crenulaciones extensionales (ECC's de Platt y Vissers, 1980) que producen *boudinage* en sectores indeformados de S₂. Progresivamente da lugar a planos C discretos y continuos que cortan flancos de micropliegues de D₃ y a los que se paraleliza la S₂. En la zona más deformada, las rocas presentan la S₂ muy estirada, con largas venas acintadas de cuarzo y una densa estructura de planos C oblicuos con bajo ángulo respecto a la S₂, en los que llega a formarse sillimanita fibrolítica (sillimanita (2)). A escala de afloramiento, las rocas se encuentran atravesadas por estrechos niveles miloníticos oscuros de grano fino, a veces con pliegues intrafoliares; por bandas filoníticas de mayor espesor que dejan *megaboudins* de roca ligeramente rotados entre ellas y por venas pegmatíticas con silicatos aluminicos, como *boudins* en la fábrica, que aparece como una S₂ re-estirada pero sin apenas nueva deformación interna. En este labio oriental

de la zona de falla no se reconocen microestructuras S-C retrovergentes similares a las que aparecen hacia la base de la alineación de leucogneises de Berzosa-Nazaret.

Zona M1 del granate

La zona M₁ (Barroviense) del granate afecta en las áreas de El Cardoso y de Honrubia a materiales de la parte superior de la Fm. Constante, a buena parte de la Fm. Alto Rey y también a la base de la Fm. Rodada. La parte baja de la zona del granate corresponde, en la mayor parte del área de El Cardoso, al techo de la ZCB, quedando la parte alta de la zona del granate, la zona de la biotita y la zona de la clorita por encima de la ZCB. No sucede así hacia el NE y SW de El Cardoso y en el Macizo de Honrubia, donde la ZCB afecta a materiales de hasta la zona de la biotita. O en otros macizos metamórficos del Sistema Central Español (SCE), como Ojos Albos y La Cañada-Cebreros, donde los materiales de la zona metamórfica de la biotita M₁ están afectados por una importante deformación de D₂.

La isograda de aparición del granate en las rocas pelíticas está ligada a la reacción KFMASH:



Ya en las primeras rocas con granate se observa su estabilidad junto a la clorita. En la Figura 15 se ha representado la reacción para granates con un contenido en espesartina del 10% y del 20%, que son aproximadamente los contenidos máximos en espesartina de los granates de su zona ($X_{\text{sps}} = 8.11\text{--}22.44\%$). El contenido en MnO del granate rebaja la temperatura a la que sucede la reacción KFMASH (Spear y Cheney, 1989), por lo que la aparición del granate en las rocas es más temprana que si se trata de tipos ferromagnesianos puros. De otro modo, la primera reacción productora de granate que atravesarían las rocas hubiera sido la reacción KFASH:



Esta reacción habría dado lugar a asociaciones estables con cloritoide rico en magnesio, biotita rica en flogopita y almandino, pero no sería estable el par granate-clorita. Dadas las pendientes de ambas reacciones (ver Figura 15), únicamente a presiones superiores a los 10 kbar para 525 °C sería estable la asociación granate ($X_{\text{sps}} = 0.2$) + cloritoide + biotita. Aunque estas fases minerales suelen aparecer en la misma roca, el par cloritoide + biotita puede ser anterior a la entrada en condiciones de granate, lo cual se constata en rocas de la zona M₁ de la biotita.

Texturalmente, las rocas más pelíticas presentan una esquistosidad (*schistosity*), definida por la orientación preferente de lepidoblastos de mica blanca y de biotita y de nivelillos de cuarzo, en la que S₂ es la fábrica principal. Las pelitas más ricas en cuarzo presentan una fábrica de tipo bandeado tectónico, que da lugar a un fino bandado composicional en el que alternan láminas micáceas oscuras de fábrica S₂ (dominios P) con láminas más claras (dominios Q) formadas por microlitones ricos en cuarzo que pueden conservar la S₁ en forma de una fábrica planar muy fina, crenulada según planos paralelos a S₂, o estar también completamente traspuesta por la S₂. La asociación mineral está formada por mica blanca + cuarzo + biotita + clorita ± cloritoide ± granate ± plagioclasa + ilmenita + rutilo + turmalina + circón detrítico. Las asociaciones KFMASH estables son las representadas en

el diagrama AFM número 4 de la Figura 16: $Prl + Chl$, $Prl + Cld$, $Chl + Cld$, $Prl + Chl + Cld$, $Chl + Bt$, $Chl + Grt$, $Bt + Grt$, $Chl + Bt + Grt$, $Cld + Grt$, $Chl + Cld + Grt$, y $Chl + Cld + Grt$.

La mica blanca forma lepidoblastos subidiomorfos orientados en la S_2 , fuertemente estirados por deslizamiento intracrystalino en los dominios P, o pequeños lepidoblastos más idiomorfos en los dominios Q, groseramente orientados según S_1 o traspuestos por la S_2 . También puede aparecer formando microagregados de crecimiento sintaxial, en forma de pseudomorfos de sección ahusada y hasta algo más de 1 mm de eje mayor y envueltos por la S_2 , cuyo origen es incierto.

El cuarzo forma cristales granoblásticos de contactos suturados, de nada a débilmente elongados en la S_2 , formando niveles del bandeado tectónico, lentes, venillas y sombras de presión sobre porfidoblastos de granate y en cristales de ilmenita oblicuos a la fábrica planar. También forma microinclusiones en porfidoblastos de cloritoide, biotita y granate, usualmente orientados formando una esquistosidad interna en forma de S_1 parcialmente traspuesta por una S_2 incipiente.

La biotita presenta coloraciones pardas o castañas y puede aparecer en varias posiciones texturales: como lepidoblastos subidiomorfos orientados en la S_2 (tipo 2a), en agregados junto con el cuarzo en sombras de presión (tipo 2c) y como porfidoblastos de hasta 3 mm, bien deformados y semienvueltos por la S_2 (tipo 2b), bien tardi a postcinemáticos con respecto a S_2 (tipo 3), aunque siempre son envueltos por la S_3 . Los lepidoblastos de la mesostasis aparecen más estirados en los dominios P que en los dominios Q. Los porfidoblastos del tipo 3 pueden aparecer con hábitos cuadrangulares, apenas deformados. Los porfidoblastos del tipo 2b más típicos lo hacen como sigmoides o *mica fish* deformados por cizalla en la S_2 , especialmente hacia la base de la zona metamórfica y dependiendo de la situación microestructural. Los porfidoblastos pueden englobar una esquistosidad interna, formada casi únicamente por microinclusiones de cuarzo e ilmenita, generalmente recta y de oblicua a paralela a la esquistosidad externa, que indica una blastesis sin- D_2 a post- D_2 (pre- D_3).

La clorita aparece como pequeños lepidoblastos o porfidoblastos subidiomorfos orientados en la fábrica planar (tipos 2a y 2b, respectivamente), en sombras de presión de porfidoblastos (tipo 2c, especialmente en cristales de ilmenita). También se encuentra una clorita postcinemática (tipo 3), en forma de porfidoblastos de unos 0.25 – 0.50 mm crecidos sobre la fábrica (moscas), cuya blastesis debe ser post- D_2 a post- D_3 . Por último, aparece también clorita (tipo 4) como transformación retrógrada tardía, a partir de biotita, granate o cloritoide.

El cloritoide forma porfidoblastos idiomorfos de color gris azulado. Están envueltos por S_2 y paralelizados a ella. Frecuentemente presentan microinclusiones, principalmente de cuarzo e ilmenita, que describen una esquistosidad interna S_1 recta o en forma de crenulaciones atrapadas por la blastesis del cristal. Esto indica un crecimiento de sin- D_1 a sin- D_2 temprano en relación al desarrollo de las fábricas.

El granate se encuentra también como porfidoblastos de hasta 2.5 mm, generalmente idiomorfos y envueltos o semienvueltos por la fábrica S_2 , dando en ocasiones lugar a largas colas de presión de cuarzo y clorita. También existen tipos subidiomorfos, subredondeados o algo elongados en el sentido de la S_2 . Pueden presentar microinclusiones, usualmente de cuarzo, ilmenita y más raramente

de pequeñas biotitas (tipo textural de biotita 1c). Las microinclusiones pueden aparecer dispersas en el núcleo del cristal (granate del tipo textural 1c) o, en otros casos, definir una esquistosidad interna. Esta esquistosidad interna puede variar desde presentarse como una S_1 recta y perpendicular a la S_2 de la mesostasis en los granates situados hacia el techo estructural de la zona (tipo textural 2b), hasta exhibir texturas rotacionales o en *millipede* en los granates situados hacia el muro de la zona metamórfica (tipo textural 2c). De estas relaciones texturales se infiere una blastesis de sin- D_1 a sin- D_2 temprano para el granate en su zona metamórfica, siendo ésta más prolongada en el tiempo cuanto más profundas estructuralmente están las rocas.

La plagioclasa aparece como pequeños porfidoblastos fusiformes elongados en la S_2 . Los blastos presentan un aspecto turbio por la abundancia de microinclusiones.

La ilmenita forma laminillas idiomorfas a subidiomorfas de pequeño tamaño, que pueden aparecer tanto en la mesostasis, orientadas paralelamente a la fábrica planar, como en forma de microinclusiones en porfidoblastos de granate y de cloritoide.

El rutilo forma pequeños granos subidiomorfos. Hacia el techo de la zona M_1 del granate se encuentra únicamente en la matriz de las rocas, junto a la ilmenita, mientras que hacia el muro, cerca de la zona M_1 - M_2 de la estaurolita, se encuentra también como microinclusiones en los porfidoblastos de granate.

La turmalina forma pequeños prismas idiomorfos de tonos marrones y verdes orientados en la fábrica.

Las rocas pelíticas del techo de la zona M_1 del granate son flitas a pizarras que muestran como fábrica principal una fábrica S_1 de tipo esquistosidad muy fina a clivaje pizarroso (*slaty cleavage*), más fina y menos penetrativa cuanto más hacia arriba en la zona.

Las flitas y pizarras con granate son rocas de color oscuro, gris, verdoso o negruzco. La matriz está formada por un agregado grano-lepidoblástico de cuarzo, muy escasa plagioclasa, mica blanca, biotita (tipo 1) y clorita (tipo 2), junto con ilmenita y pequeños prismas de turmalina. Sobre ella destacan pequeños y aislados porfidoblastos tardicinemáticos de biotita (tipo 3), granate y/o cloritoide; y localmente de clorita postcinemática (tipo 3).

El cuarzo puede formar pequeños granos débilmente elongados en la fábrica S_1 , generalmente más escasos que donde el grado metamórfico es mayor. También aparece en forma de agregados granoblásticos tanto en venas de segregación metamórfica como en sombras de presión de porfidoblastos de granate y cloritoide (más raramente sobre los de biotita) y sobre cristales de ilmenita, y como en niveles sedimentarios en los que marca una S_0 generalmente algo oblicua a S_1 . Puede aparecer también como microinclusiones en los porfidoblastos, pero menos frecuentemente que en las rocas de mayor grado metamórfico.

La plagioclasa tiene un aspecto turbio y anubarrado. Aparece como cristales alotriomorfos entre agregados cuarzosos o bien con formas ahusadas entre las micas.

La mica blanca se encuentra exclusivamente en la matriz, formando cristales subidiomorfos de hasta 0.25 mm de eje mayor, y muy finos orientados en la S_1 e intercreciendo con biotita (tipo 1), clorita (tipo 1) y cuarzo. También puede aparecer en forma de agregados microcristalinos no orientados que pseudomorfizan estáticamente algún mineral preexistente. Los pseudomorfos aparecen elongados paralelamente a S_1 y con secciones discoidales o tabulares.

La biotita es de coloración pardo verdosa. Forma pequeños lepidoblastos subidiomorfos orientados en la S_1 (tipo 1a sin- D_1), de tamaños semejantes a los de la mica blanca, aunque más gruesos. También forma porfidoblastos subidiomorfos, deformados ligeramente como sigmoides en la fábrica (tipo 1b) y porfidoblastos idiomorfos de 0.75–2.00 mm, típicamente equidimensionales y de sección cuadrangular en los planos XZ o YZ y hexagonal en el plano XY, paralelo al de la fábrica planar (tipo 3). Estos porfidoblastos poco o nada deformados por D_2 se circunscriben a la zona M_1 del granate. Interpretamos su formación como consecuencia de la progresiva paralización de la zona de cizallamiento dúctil desde su techo hacia su muro, durante la parte de trayectoria retrógrada de las rocas al final de D_2 , de forma que los últimos porfidoblastos de biotita formados en la zona M_1 del granate serían posteriores al movimiento de la zona de cizalla, aunque ésta continuaría siendo activa en zonas más profundas.

La clorita (tipo 1) se encuentra formando parte de la mesostasis, como pequeños lepidoblastos subidiomorfos orientados en la S_1 (sin- D_1). También existe una clorita post- D_1 en forma de pequeños porfidoblastos idiomorfos, de sección rectangular, que crecen atravesados a la fábrica. Es similar a la clorita de tipo 3 anteriormente descrita, por lo que probablemente sea no sólo post- D_1 sino post- D_2 . Puede encontrarse además clorita muy tardía (tipo 4), en pseudomorfosis a partir de la biotita y del granate.

El granate forma porfidoblastos idiomorfos de 0.75–1 mm. La fábrica S_1 apenas envuelve a los granates, por lo que su blastesis debe ser también tardi- D_1 a post- D_1 (sin- D_2). No presentan inclusiones o bien son escasas, aisladas y desorientadas (tipo textural 1a), aunque también es frecuente la presencia de una $S_1 = S_1 = S_c$ marcada por la alineación de granos de cuarzo y micas en hiladas paralelas a la esquistosidad externa, con la que es concordante (tipo textural 2a). De esta relación textural se desprende que la blastesis del granate es de tardi- D_1 a sin- D_2 y, por consiguiente, que la presurización provocada por D_1 tuvo lugar rápidamente y bajo un gradiente relativamente frío, por lo que estos porfidoblastos experimentaron su mayor crecimiento ya comenzada D_2 .

El cloritoide forma porfidoblastos idiomorfos de 1 a 3 mm, de pleocroísmo gris verdoso a gris azulado, maclado polisintético y numerosas inclusiones de cuarzo y también de opacos, que a menudo les dan un aspecto criboso. Las inclusiones suelen tener un aspecto no orientado.

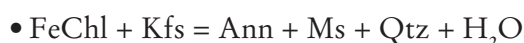
La ilmenita forma cristales idiomorfos tabulares y otros subidiomorfos más equidimensionales, orientados en la fábrica S_1 .

La turmalina se encuentra como pequeños prismas idiomorfos de color verde a verde amarillento.

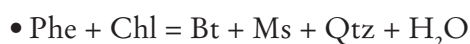
Zona M1 de la biotita

La zona M_1 de la biotita afecta a materiales de la Fm. Rodada, por encima de la Cuarcita Armoricana en Honrubia y en El Cardoso, mientras que al E del Sinforme de Majaelrayo, en Galve de Sorbe-Valverde de los Arroyos y Hiendelaencina-Angón, afecta tanto a materiales por encima de la Cuarcita Armoricana, como a la propia Fm. Alto Rey y a buena parte de los materiales ordovícicos infrayacentes de la Fm. Constante. La fábrica principal es casi siempre una S_1 , por encima de la zona de cizalla de D_2 ; salvo en Honrubia, que es una S_2 bastante desarrollada y en el entorno de Galve de Sorbe y Hiendelaencina, en donde el techo de la zona de cizalla dúctil queda dentro de la zona de la biotita. La fábrica principal es también una S_2 en condiciones de la zona M_1 de la biotita en los macizos de Ojos Albos, La Cañada y en un corredor al NE del Macizo de Hiendelaencina-Angón. En los dos primeros macizos, la fábrica planar se encuentra subparalela a la estructura, subhorizontal. El corredor de cizalla situado al NE de Hiendelaencina se profundiza hacia el SE para enraizar, dentro del Macizo de Angón, en la zona principal de cizalla D_2 que aflora en el núcleo de los antiformes de Angón y Hiendelaencina. Igualmente, y considerando la posición relativa con respecto a la Cuarcita Armoricana, la banda principal de la zona de cizalla de D_2 se profundizaría hacia el SE desde Honrubia, donde afecta también a materiales estructuralmente por encima de la Cuarcita Armoricana, hasta Riaza, donde el techo de la zona de deformación intersecta a la cuarcita y al S de El Cardoso y Galve de Sorbe, donde queda por debajo de ella.

Las rocas presentan, independientemente de la fábrica que las afecte (S_1 o S_2), asociaciones con cuarzo, mica blanca, biotita, clorita, ilmenita y turmalina como principales constituyentes. Las rocas algo más arenosas pueden incluir también plagioclasa y algo de feldespato potásico, mientras que algunos términos muy pelíticos exhiben cloritoide. La isograda de aparición de la biotita puede coincidir con la reacción KFLASH:



Pero ya que la mayor parte de las rocas carecen de feldespato potásico, probablemente la reacción KFMASH formadora de la primera biotita en casi todas las rocas sea:



Las paragénesis posibles, representadas en el diagrama AFM número 2 de las Figuras 16 y 17, comprenden las asociaciones Pl + Chl, Prl + Bt, y Prl + Chl + Bt. El campo P-T de estabilidad de la asociación se muestra en la Figura 15.

El cloritoide (Lámina XVe) queda constreñido a determinados niveles estratigráficos de composición favorable, ricos en Al y Fe, que ocurren particularmente por encima de la Cuarcita Armoricana (en campo aparece por primera vez ya dentro de la zona de la biotita) y debe su primera aparición a la reacción KFLASH:



Las asociaciones KFMASH posibles en la subzona con cloritoide (AFM número 3 de las Figuras 16 y 17) son las que cuentan con Prl + Chl, Prl + Cld, Chl + Cld, Prl + Chl + Cld, Chl + Bt; Bt + Cld,

y Chl + Cld + Bt.

Las rocas con S_2 como foliación principal son esquistos y filitas con una fábrica del tipo schistosity de grano fino y poco desarrollada, que frecuentemente tiene un carácter de bandeo tectónico, en el que alternan finos niveles micáceos con textura lepidoblástica orientada paralelamente a S_2 y nivelillos más ricos en cuarzo, de textura grano-lepidoblástica, que pueden preservar una S_1 oblicua 30° – 40° a S_2 .

El cuarzo forma pequeños granos (50–200 μm) elongados en la fábrica S_2 , dispersos en la matriz micácea, o bien aparece en niveles arenosos de textura granoblástica, en forma de cristales de mayor tamaño (100–200 μm) de contactos suturados a rectos. Aparece también formando parte de sombras de presión sobre porfidoblastos de clorita, biotita y cloritoide o como microinclusiones de hábito redondeado en estos porfidoblastos.

La mica blanca forma lepidoblastos idiomorfos a subidiomorfos de pequeño tamaño, paralelos a S_2 .

La biotita es de color castaño verdoso a marrón. Forma tanto lepidoblastos subidiomorfos de tamaño algo mayor que los de mica blanca, también orientados en la S_2 (tipo 2a), como porfidoblastos de 0.5–1 mm, subidiomorfos, de hábito cuadrangular en secciones XZ e YZ, algo deformados por cizallamiento simple (tipo 2b).

La clorita también puede formar tanto finos lepidoblastos orientados en la matriz (tipo 2a), como porfidoblastos ligeramente más pequeños que los de biotita, también subidiomorfos y de sección cuadrangular (tipo 2b), o blastos en sombras de presión de ilmenita o cloritoide (tipo 2c).

La ilmenita forma láminas y granos subidiomorfos elongados en la S_2 , de hasta 0.5 mm.

La turmalina es escasa y aparece como pequeños prismas idiomorfos de color verdoso orientados en la S_2 .

La plagioclasa es escasa, apareciendo por primera vez en las rocas con S_2 como esquistosidad principal. Se encuentra formando porfidoblastos alotriomorfos y de aspecto muy turbio por la abundancia de microinclusiones de materia orgánica, ilmenita, cuarzo y micas. Son generalmente pequeños y elongados paralelamente a la fábrica.

El cloritoide forma gruesos porfidoblastos idiomorfos, de hasta 2 mm de eje mayor, de color gris azulado, atravesados con respecto a S_2 y semienvueltos por ella. Presentan numerosas microinclusiones de cuarzo, generalmente no orientadas. Los porfidoblastos muestran frecuentemente maclas de dos individuos.

El feldespato potásico aparece como pequeños granos en niveles finos de aspecto turbio, alargados en la S_2 . Se ha encontrado únicamente en algunas rocas pelíticas del techo de la zona de cizalla de D_2 , en las que la S_2 está marcada por lepidoblastos de clorita y envuelven pequeños porfidoblastos de biotita parcial o totalmente cloritizados. Probablemente se trata de granos detríticos que no han llegado a desaparecer en la reacción formadora de biotita antes expuesta, pero sin descartar que, a la inversa, se trate del producto de la reacción $\text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Chl} + \text{Kfs}$, que indicaría una evolución retrógrada (en condiciones de clorita) para el final del funcionamiento de la zona de

cizalla. Esto coincidiría con el hecho de que en el techo de la zona de cizalla, la biotita se conserva únicamente como blastos, mientras que la matriz que los envuelve está formada exclusivamente por lepidoblastos de clorita.

Las rocas pelíticas de la zona M_1 de la biotita con fábrica principal S_1 son pizarras de colores oscuros, negras o grises a verdosas y un tamaño de grano muy fino. La fábrica S_1 es del tipo clivaje pizarroso, formada por la orientación preferente, pero poco marcada, de granos de cuarzo y micas de muy pequeño tamaño, sin llegar a desarrollarse planos netos y continuos. Cuando estos planos aparecen en las rocas, se trata de fábricas posteriores, bien la S_2 , en forma de crenulaciones muy apretadas, bien S_3 , en forma de planos netos que dejan gruesos microlitones de S_1 inalterada, o bien crenulaciones suaves de fases tardías. La S_0 es visible en forma de nivelillos arenosos. La fábrica S_1 suele presentarse a ángulos de 20° – 45° con la S_0 .

El cuarzo puede aparecer como pequeños granos de 25 a 100 μm dispersos en la mesostasis, ligeramente elongados paralelamente a S_1 , o formando nivelillos arenosos, de textura granoblástica, en los que los granos presentan contactos suturados. También aparece cuarzo en sombras de presión en torno a porfidoblastos de cloritoide e ilmenita.

La mica blanca forma pequeños cristales subidiomorfos, groseramente orientados según la S_1 . También aparecen agregados de cristales de mica blanca de tamaño muy fino que pseudomorfizan algún mineral no identificable, probablemente otra mica blanca o algún elemento premetamórfico, aunque la existencia en la misma posición estratigráfica y metamórfica de cristales de distena en otras zonas muy alejadas en el NW de la ZCI, relacionados con la presurización resultante del emplazamiento de los Complejos Alóctonos y su autóctono relativo (Díez Montes, 2007) resulta sugerente. Estos pseudomorfos presentan formas tabulares a discoidales elongadas paralelamente a S_1 .

La clorita, de intenso color verde, se presenta tanto como finos lepidoblastos subidiomorfos, orientados en la S_1 (tipo 1a), como formando porfidoblastos de hasta 300 μm , de sección cuadrangular a redondeada y envueltos por la fábrica de la matriz (tipo 1b, sin- D_1). También aparece clorita en forma de cristales más gruesos en sombras de presión sobre cloritoides o ilmenitas (tipo 1c).

La biotita se encuentra en la matriz como pequeños lepidoblastos subidiomorfos (tipo 1a) o como porfidoblastos de reducido tamaño (100–300 μm) y hábito cuadrangular, apenas envueltos por S_1 (tipo 1b, sin- D_1 tardíos). Tiene color castaño verdoso y puede aparecer parcial o totalmente reemplazada por clorita.

La ilmenita forma porfidoblastos tabulares de 200–750 μm , sin- D_1 tempranos, atravesados u oblicuos con respecto a S_1 . La fábrica semienvuelve y rota los cristales, que pueden presentar sombras de presión de cuarzo y clorita.

La turmalina es escasa, forma pequeños cristales verdosos idiomorfos a subidiomorfos.

El cloritoide, de color gris azulado, forma porfidoblastos alargados de 0.25 x 2.00 mm, fuertemente atravesados a oblicuos con respecto a S_1 (sin- D_1 tardíos), más raramente paralelizados a ella. La

fábrica semienvuelve o envuelve a los porfidoblastos, desarrollándose a veces sombras de presión con cuarzo y clorita.

Zona M_1 de la clorita

La zona M_1 de la clorita afecta exclusivamente a materiales por encima de la Cuarcita Armoricana, principalmente las pizarras y pizarras arenosas de la Fm. Rodada, que afloran extensamente en el Sinforme de Majaelrayo, las Cuarcitas de Santibáñez y las Pizarras de Cañamares. En el Macizo de Honrubia, los materiales más someros quedan en la zona M_1 de la biotita. La zona de la clorita ocupa, por tanto, los niveles estructurales y estratigráficos más altos que aparecen en el área de estudio. En los macizos metamórficos próximos tiene probablemente una distribución similar (y por lo tanto, bastante horizontal), ocupando los niveles más altos de los macizos de Hiendelaencina y Angón y no llegando a estar presente en los de Santa María La Real de Nieva y Ojos Albos, donde sólo afloran los términos basales del Ordovícico o la Cuarcita Armoricana, como nivel estratigráfico más alto, respectivamente y en ambos casos, en condiciones del techo de la zona de la biotita.

Las rocas están afectadas por S_1 como fábrica principal, aunque pueden aparecer crenulaciones apretadas de D_2 , particularmente por debajo de la Cuarcita de Santibáñez en Majaelrayo y en el flanco oriental del Antiforme de Hiendelaencina, donde la S_2 adquiere casi características de bandeo tectónico y define una zona de cizalla que se profundiza hacia el E, convergiendo con la zona de cizalla de D_2 que aflora en el núcleo del antiforme. Las otras deformaciones generan, o bien planos de clivaje subvertical y espaciados (D_3) o bien crenulaciones suaves y tendidas hacia el E (D_4).

Las rocas pelíticas de la zona M_1 de la clorita son principalmente pizarras afectadas por un clivaje pizarroso poco marcado y de grano muy fino. La mineralogía de las pizarras está formada por cuarzo, mica blanca, clorita, ilmenita y, en ocasiones, estilpnomelana.

El cuarzo forma pequeños granos dispersos en la matriz micácea y algún grano detrítico, de mayor tamaño, recrystalizado a subgranos. El cuarzo también puede formar nivelillos arenosos más pobres en micas. Por último, se encuentra cuarzo en sombras de presión.

La mica blanca forma pequeños lepidoblastos groseramente orientados para dar una fábrica planar S_1 , poco marcada.

La clorita puede formar, tanto lepidoblastos idiomorfos a subidiomorfos muy finos, orientados en la S_1 (tipo 1a), como pequeños porfidoblastos de tamaños menores de 0.1 mm y hábitos desde idiomorfos cuadrangulares hasta subredondeados (tipo 1b); o bien formar cristales granoblásticos en las sombras de presión de porfidoblastos de ilmenita (tipo 1c).

La ilmenita se encuentra formando cristales idiomórficos tabulares, de hasta 0.2 mm de tamaño, generalmente transversos u oblicuos a S_1 y que muestran sombras de presión de cuarzo y clorita.

La estilpnomelana es escasa y se encuentra hacia el muro estructural de la zona metamórfica. Forma cristales de aspecto fibroso más o menos paralelos a S_1 .

Ortogneises macroglandulares

Los únicos auténticamente macroglandulares de la Unidad Superior en el área de estudio son los Gneises de Honrubia. Son muy similares a los de la Fm. Hiendelaencina, que afloran en los macizos de Hiendelaencina y Angón, y también corresponden al tipo Ollo de Sapo. En ambos casos, los gneises macroglandulares se encuentran en condiciones de la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1); aunque en Hiendelaencina, el techo de la formación, que está ocupado por gneises microglandulares (Ollo de Sapo de grano fino), las condiciones parecen ser aún de zona M_1 del granate. En el Macizo de Honrubia los gneises microglandulares no tienen, en cambio, gran representación. El ortogneis macroglandular es una roca de composición granodiorítica y tonalidades grises, bastante monótono de facies, destacando algunas zonas más micáceas y pobres en glándulas, la presencia de enclaves metasedimentarios y algunos cuerpos leucograníticos que lo intruyen y que llegan a tener representación cartográfica. En el Macizo de Honrubia uno de estos cuerpos presenta un afloramiento subcircular, rodeado por la foliación, mientras que en Hiendelaencina, el Granito de Bustares presenta un patrón más alargado, groseramente concordante con la estructura regional.

En la región de Sanabria, hacia el NW peninsular, Díez Montes (2007) muestra que las facies macroglandulares homogéneas del Ollo de Sapo corresponden al núcleo de domos subvolcánicos que crecen por la inyección continuada de nuevo magma cargado de cristales bajo el edificio volcánico. En nuestra opinión, los cuerpos de leucogranitos corresponderían a conductos, diques y pequeños sills de fundidos más ácidos y evolucionados en la cámara magmática, inyectados después en el cuerpo del domo hacia el final de su evolución. No estarían, en cambio, directamente relacionados con los cuerpos de leucogneises metagraníticos (gneises de Riaza, Berzosa, Nazaret, o el Gneis de Antoñita en Hiendelaencina) que corresponden a grandes sills o plutones aplastados y estirados, sistemáticamente emplazados en niveles más profundos (en la zona M_1 de la distena o en la zona M_2 de la sillimanita (1)). La actividad magmática implicaría: 1º) el emplazamiento de magmas granodioríticos poco evolucionados, 2º) la inyección de fundidos ácidos cargados en volátiles, no muy viscosos, y 3º) el emplazamiento de magmas graníticos más evolucionados pero más viscosos y con una capacidad de ascenso más limitada.

Petrográficamente, son rocas cuarzo-feldespáticas ricas en micas. Como rasgo más destacado presentan una textura *augen*, definida por la presencia de gruesos porfiroclastos de origen ígneo de feldespato potásico y otros, de menor tamaño, de plagioclasa, feldespato potásico y cuarzo gris violáceo, todos envueltos por una matriz de grano medio, foliada y recrystalizada, formada principalmente por cuarzo y micas (Lamina XXVIa). Destaca la presencia de nódulos biotíticos centimétricos aplastados en la foliación. La mineralogía de las rocas consiste en feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, biotita y moscovita, con apatito, turmalina, circón, monacita y opacos como accesorios y algo de granate ocasional o circunscrito a corredores miloníticos discretos.

La fábrica es generalmente plano-linear. La foliación S_2 aparece marcada por la orientación preferente de elementos planares, como micas y venas de cuarzo, mientras que la orientación de ejes mayores de porfiroclastos, nódulos micáceos, colas de trituración y sombras de presión (Lamina XXVIb) da

lugar a una lineación de estiramiento, L_2 , más marcada cuanto mayor es la deformación, contenida dentro de S_2 . En las rocas con una mayor intensidad de la deformación D_2 , como en la Falla de Honrubia y en algunos corredores miloníticos, la foliación tiene carácter de bandeo tectónico. Los feldespatos muestran una intensa trituración, pudiendo llegar a desaparecer, y los porfiroclastos de cuarzo gris violáceo recrystalizan a varillas o *rods* de cuarzo blanco. El bandeo es de espaciado milimétrico y alternan dominios ricos en cuarzo y feldespatos y dominios ricos en micas.

En muchas ocasiones, la superposición de D_3 produce una fuerte obliteración de la S_2 , que se disrupta y pierde continuidad, ocasionando además la reorientación de los elementos lineares según la lineación de intersección paralela a L_3 , pero sin llegar a desarrollarse una nueva S_3 en la mayoría de los casos (Lamina XXVIc). El resultado es una roca muy deformada en la que dominan los elementos lineares de la fábrica, con un aspecto semejante a una L-tectonita.

El feldespato potásico puede aparecer en las siguientes formas:

- Glándulas de gran tamaño, generalmente idiomorfas o subidiomorfas ovoidales (textura augen) de entre 3 y 12 cm, con 5 ó 6 cm de eje mayor como medida más frecuente, monocristalinas o en macla de dos individuos. La composición original es probablemente también de ortosa, como en los ortogneises glandulares de las zonas de alto grado, pero aparecen transformados a microclina y sus bordes están frecuentemente albitizados. También presentan texturas pertíticas de exsolución lamelar de plagioclasa, inclusiones de pequeñas micas idiomorfas en texturas anulares tipo frasl y/o anubarradas en los núcleos del cristal, e inclusiones de cuarzo redondeadas (drop-like) o con caras bien formadas y hábito hexagonal. Las glándulas están envueltas por la foliación (S_2), produciéndose sombras de presión de cuarzo y micas en las rocas menos deformadas y colas de trituración/recrystalización de cuarzo, plagioclasa y feldespato granoblástico en las mejor foliadas.
- Pequeños cristales alotriomorfos procedentes de la trituración y/o recrystalización de las glándulas. Se presentan en agregados policristalinos con plagioclasa y cuarzo, con los contactos entre granos variablemente suturados.

El cuarzo puede presentarse como:

- Porfiroclastos ígneos de cuarzo gris violáceo, de secciones ovaladas a circulares y tamaños de entre algunos milímetros y 2 cm de eje mayor. Al microscopio se observa su carácter policristalino, estando formados por numerosos subgranos de contactos suturados. Aparecen envueltos por la foliación, recrystalizando a veces a granos de neoformación en largas colas de presión. Muestran golfos de corrosión que han sido consideradas pruebas de un origen volcánico o subvolcánico.
- Cuarzos ígneos incluidos en porfiroclastos de feldespato potásico o de plagioclasa; de tamaño muy pequeño y morfologías en gotas o en cristales prismáticos hexagonales bien formados.
- Cuarzos de neoformación, transparentes a blancos en muestra de mano. Son cristales pequeños alotriomorfos, algo elongados paralelamente a la S_2 , que forman parte de agregados

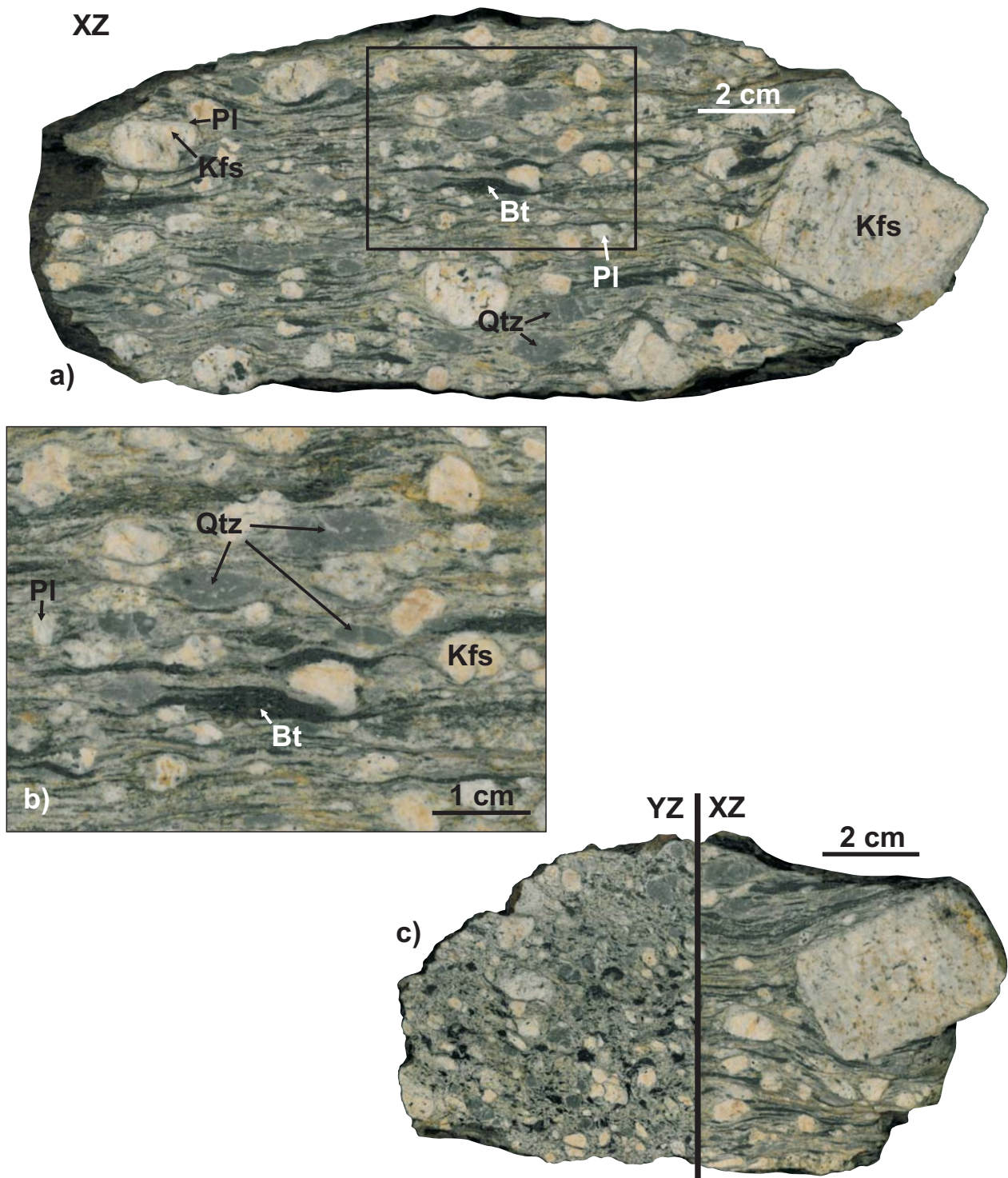


Lámina XXVI: Fotografías de muestras de mano de ortogneises macroglandulares de la Unidad Superior (Gneis de Honrubia). a) Sección paralela a la dirección de máximo estiramiento. Se observan los porfiroclastos de feldespato potásico, a veces con desmezclas de plagioclasa y reemplazamientos en sus bordes, y otros menores de plagioclasa o de cuarzo. La biotita tiende a formar agregados muy estirados en la foliación S2. b) detalle de la imagen anterior en la que se observan los porfiroclastos redondeados de cuarzo y angulosos de feldespato con largas colas de recrystalización en sombras de presión y de tritución, respectivamente. c) Comparación entre las secciones paralela y perpendicular a la dirección de máximo estiramiento, ésta última coincidente con la lineación L3.

granoblásticos orientados en la matriz, en dominios cuarzo-feldespáticos del bandeo tectónico, en colas de recrystalización a partir de porfiroclastos de cuarzo y sombras de presión sobre feldespatos, o bien dispersos en los dominios de filosilicatos.

La plagioclasa puede formar:

- Glándulas idiomorfas o subidiomorfas de hasta 1.5 cm, con maclado polisintético y a veces bordes con zonados por difusión.
- Cristales subidiomorfos a alotriomorfos de pequeño tamaño en el agregado granoblástico de la matriz, generalmente con maclado polisintético.

La biotita forma:

- Agregados policristalinos de textura interna decusada, en forma de nidos fusiformes de 0.5–1.5 cm, más o menos estirados por la deformación por cizalla, hasta llegar a dar formas de sigmoidales a laminares. En muestra de mano son de color negro y en los planos de foliación aparecen elongados marcando la lineación de estiramiento L_2 . Los lepidoblastos que los forman son subidiomorfos y de tonos marrones rojizos. Su origen es la recrystalización de alguna fase máfica ígnea, probablemente también biotita, o restitas de la fusión parcial que dio origen a los magmas.
- Lepidoblastos más o menos aislados, dispersos en la matriz menos foliada o formando parte de los dominios de filosilicatos en las facies más deformadas.

La moscovita se encuentra principalmente en la matriz de la roca, formando lepidoblastos subidiomorfos orientados paralelamente a la foliación S_2 . Pueden presentar formas sigmoidales tipo *mica fish* y extinción ondulante. También existen pequeñas micas blancas idiomorfas incluidas en los porfiroclastos de feldespato potásico, de probable origen ígneo.

El granate es bastante escaso. Se encuentra asociado a zonas o microdominios más pelíticos, o a corredores de alta deformación donde la roca se ha transformado en una milonita oscura de grano más fino. Se trata de porfiroclastos subidiomorfos de sección ovalada, cuyo tamaño puede llegar a ser de 7–8 mm, envueltos por la foliación (tipo textural 4a).

Leucogranitos deformados

Dentro del ortogneis macroglandular de Honrubia aparecen pequeños cuerpos, la mayoría no cartografiados, de rocas graníticas deformadas. En general son aplitas que forman cuerpos estratoides, de potencia decimétrica y orientados concordantemente con la estructura de las rocas. El cuerpo cartografiado (Mapa IIb) presenta sin embargo una sección subcircular. Se trata de un leucogranito de dos micas, de tonos cremas a rosados y tamaño de grano medio. La foliación es mucho más acusada en el ortogneis macroglandular que lo encaja, tendiendo a envolver más que a atravesar al cuerpo leucogranítico. Éste muestra en sus bordes una foliación grosera, cataclástica, mientras que el interior no aparece apenas deformado. Suponemos que los cuerpos tabulares corresponden a diques o *sills* apliticos, mientras que el afloramiento subcircular corresponde a un conducto de ascenso.

Al microscopio, la roca presenta una textura granuda, inequidimensional, algo orientada. Está formada por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita como componentes fundamentales y apatito, turmalina, circón y opacos como accesorios. Aparece afectada por una deformación cataclástica que produce rotura y trituración de cristales de feldespato y plagioclasa, que presentan extinción ondulante, y la recrystalización del cuarzo a subgranos.

Ortogneises micro y mesoglandulares

Estas litologías forman la mayor parte del Gneis de El Cardoso, junto con niveles adyacentes (a techo, pero también a muro) o intercalados en ellas, de rocas epiclásticas (metareniscas biotítico-feldespáticas). Este gneis, descrito por Schäffer (1969) y posteriormente por García Cacho (1973), Navidad (1978), Arenas et al. (1980, 1982) y por González Casado (1987a), aflora en el interior del antiformal del mismo nombre y está formado por, al menos, un cuerpo estratoidal de materiales volcánicos y/o volcanosedimentarios intercalados en una serie principalmente cuarcítico-pelítica. Aparte de los niveles epiclásticos, suelen presentar enclaves de tamaño decimétrico a métrico de rocas de silicatos cálcicos, en forma de *boudins* con zonados composicionales concéntricos, similares a los que se encuentran en el encajante.

Los afloramientos del Gneis de El Cardoso se encuentran en su totalidad dentro de la zona metamórfica de la estauroлита M_1 - M_2 . Las rocas están formadas por cuarzo, plagioclasa, biotita, feldespato potásico y moscovita como componentes fundamentales y apatito, circón, gruesas monacitas, turmalina y opacos como accesorios, junto con algo de clorita retrógrada y tardía. Aparte de los niveles con claro retrabajamiento sedimentario, se encuentran dos facies volcánicas diferentes, de contacto difuso entre ellas. Las facies microglandulares constituyen el tipo más común, mientras que las mesoglandulares son únicamente dominantes en el interior de los afloramientos de mayor espesor y representación cartográfica (Río Berbellido, Bocigano).

Las facies mesoglandulares presentan un aspecto más homogéneo y masivo. En ellas destaca la presencia de porfiroclastos idiomorfos a subidiomorfos principalmente de plagioclasa de 0.5 a 1 cm, porfiroclastos menos abundantes de feldespato potásico de hasta 2 cm de eje mayor, porfiroclastos lenticulares de cuarzo gris violáceo y agregados biotíticos aplastados y elongados, semejantes a los de los ortogneises macroglandulares, en una matriz cuarzofeldespática de grano fino, rica en cuarzos y feldespatos fragmentarios, biotita y abundante moscovita, ambas lepidoblásticas. Los fenocristales de plagioclasa muestran a menudo maclas de dos individuos y pequeñas inclusiones no orientadas de biotita y cuarzo. Muestran también exoluciones de Kfs, aunque poco abundantes, siendo éste más frecuente como granos recrystalizados en las colas de trituración de los porfiroclastos.

Las facies microglandulares (Láminas XXVII y XXVIIIa) muestran, en cambio, pequeños porfiroclastos idiomorfos y fragmentos angulosos de feldespatos (sobre todo plagioclasa) y cuarzo, pequeñas glándulas mono o policristalinas de plagioclasa de 2–4 mm y carecen de los nidos de biotita, que suele presentarse como lepidoblastos. Presentan un aspecto menos homogéneo, con lechos más cuarzofeldespáticos y de mayor tamaño de grano y otros, más ricos en micas y en componentes cuarzofeldespáticos de grano fino. Las facies microglandulares son más micáceas, con una proporción

de moscovita a biotita más alta que los mesoglandulares y están, además, más deformadas. También la presencia de porfidoblastos de granate es más frecuente, probablemente en relación con ambos factores: composición más pelítica y mayor recrystalización dinámica. El granate se suele mostrar como porfidoblastos alotriomorfos, sigmoidales, de hasta más de 1 cm de diámetro. Engloban gran cantidad de microinclusiones, bien desorientadas (tipo textural 1d) o bien formando una esquistosidad interna S_1 sigmoidal a rotacional (tipo textural 2c) traspuesta por la esquistosidad externa. Las inclusiones son principalmente de cuarzo, junto con plagioclasa, ilmenita y esfena, y suelen ser muy abundantes, llegando a dar texturas esqueléticas (tipo textural 1e) similares a las de granates de rocas cuarzofeldespáticas para- y ortoderivadas de mayor grado metamórfico.

La fábrica principal es una S_2 que a menudo tiene carácter de bandeo tectónico, alternando bandas milimétricas cuarzofeldespáticas y micáceas, desarrollándose estructuras ECC con cinemática de techo al S. El plegamiento de D_3 verticaliza la S_2 y desarrolla una esquistosidad de crenulación en las zonas de charnela que localmente traspone completamente a la S_2 , dando lugar a una S_3 bien desarrollada. No es infrecuente la presencia de venulaciones tardías, cortando la fábrica, formadas por feldespato potásico y con un origen hidrotermal.

El Gneis de El Cardoso ha venido siendo correlacionado con los niveles más altos de la Fm. Hiendelaencina, el Olló de Sapo de grano fino (Capote et al., 1977; González Lodeiro, 1980), para el que se ha propuesto un origen volcánico (Schäfer, 1969; González Lodeiro, 1980) o vulcanosedimentario (Navidad, 1978; Arenas et al., 1980; 1982). Para Valverde-Vaquero y Dunning, (1997; 2000), se trata de una toba riolítica depositada dentro de la secuencia siliciclástica del Ordovícico Inferior, de acuerdo con las dataciones U-Pb en circones que estiman una edad de 480 ± 2 Ma para el protolito de la roca. Según nuestras observaciones, las facies mesoglandulares presentan características semejantes a las tobas de grano grueso descritas por Díez Montes (2007) en el domo volcánico oriental de Sanabria. Corresponderían, por tanto, a depósitos volcánicos de tipo toba de cristales. Las facies microglandulares, en cambio, parecen tener una cierta estructura previa de granoselección en lechos de distinta granulometría y su composición mineral es además más rica en moscovita y en granate, lo que implicaría un cierto retrabajamiento o transporte (tobas epiclásticas) y posible mezcla con material pelítico.

Metareniscas bitotítico-feldespáticas

Se trata de rocas de composición psamítica con una fuerte participación volcano-derivada. Son materiales de grano fino, muy oscuros en afloramiento, compuestos por cuarzo, biotita y moscovita como constituyentes principales, junto con granate, plagioclasa, Kfs, ilmenita, apatito, turmalina y circón como accesorios. Son equivalentes a los gneises pelíticos con niveles de cuarzo y feldespato de González Casado (1987a). Aparecen en paquetes de potencia métrica sobre todo a techo de los ortogneises micro y mesoglandulares, pero también intercalados en su interior o a su base estructural, prolongándose como una fina tira cartográfica hacia el N en el flanco oriental de El Cardoso.

Presentan una fábrica planar bien desarrollada, que traspone la laminación original y da lugar a un fino bandeo en el que alternan dominios ricos en filosilicatos y dominios ricos en cuarzo con algo de

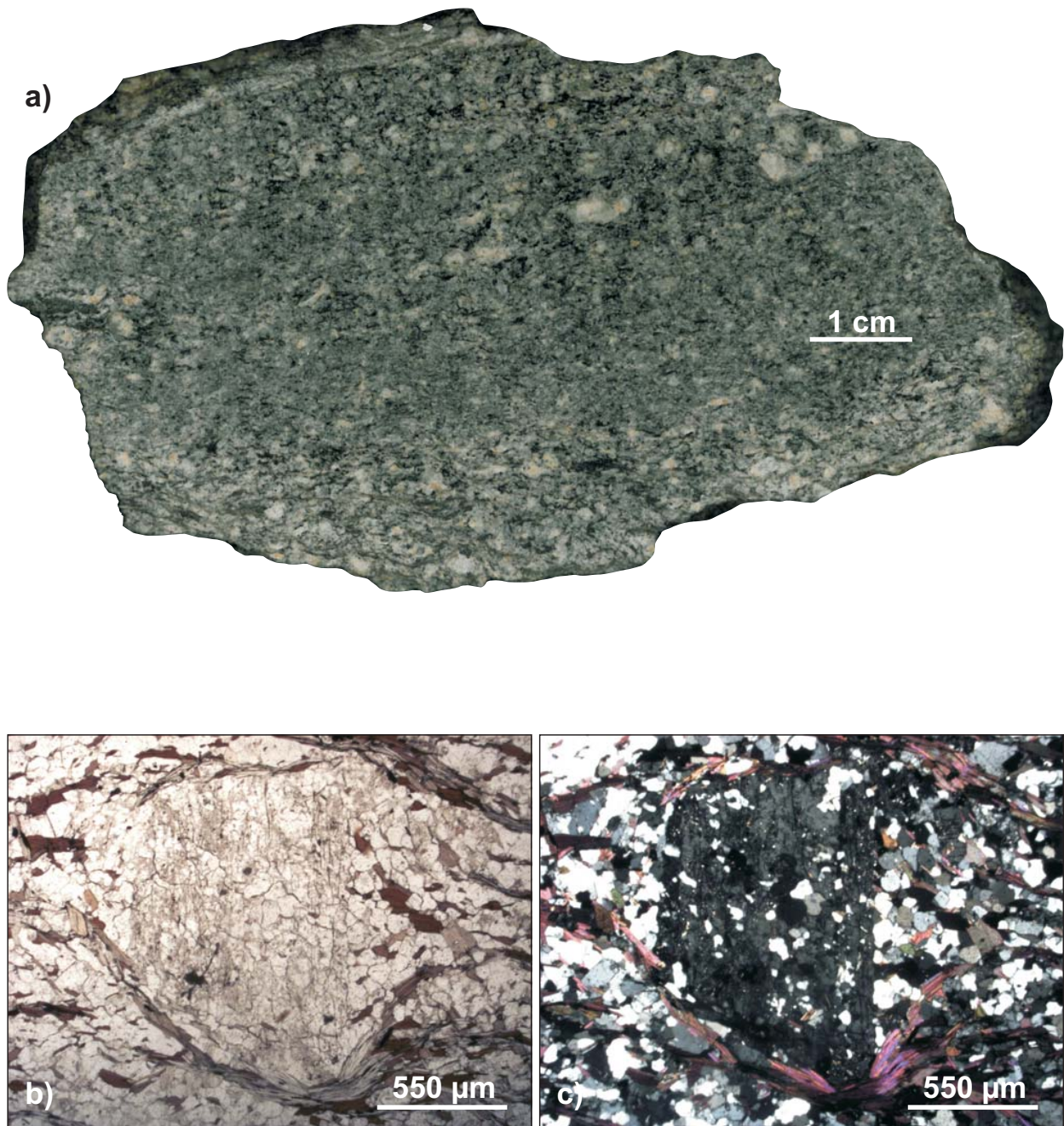


Lámina XXVII: a) Muestra de mano del Gneis de El Cardoso en facies microglandulares. Se aprecian los cristales de feldespatos más o menos completos, y la ausencia de los agregados de biotita característicos de los ortogneises macroglandulares. b) Microfotografía de un porfiroclasto de feldespato envuelto por la foliación. c) La misma imagen anterior con luz polarizada.

plagioclasa y feldespato potásico. El granate aparece como pequeños porfidoblastos subidiomorfos de unos 2 mm (tipos texturales 1a, 1c, 2b, 2c, 4b). Las micas, biotita y moscovita, se muestran como lepidoblastos idiomorfos a subidiomorfos de pequeño tamaño, menor que en los ortogneises, orientados paralelamente a S_2 . El cuarzo forma un agregado granoblástico a grano-lepidoblástico, orientado, de tamaño de grano fino y contactos suturados entre granos. También aparece como pequeños porfiroclastos redondeados, monocristalinos, del tipo de los cuarzos violáceos del Ollo

de Sapo, pero con claro aspecto clástico. La plagioclasa forma cristales subidiomorfos en el mosaico granoblástico. El Kfs se presenta como cristales intersticiales, probablemente recrystalizados a partir de desmezclas subsolidus de feldespatos ígneos anteriores.

Cuarcitas, areniscas y conglomerados

Cuarcitas y areniscas son muy abundantes en la Unidad Superior (Figura 3). Forman bancos decimétricos a métricos en alternancia con esquistos y pizarras en la Fm. Constante, incluyendo pasadas y niveles conglomeráticos. Integran mayoritariamente la Fm. Alto Rey, como gruesos bancos métricos a decamétricos y en la suprayacente Fm. Rodada, forman también capas de menor potencia, alternando con filitas y pizarras, en transición desde la Cuarcita Armoricana. Las condiciones metamórficas van desde la zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1), a la zona M_1 del granate y zona M_1 de la biotita.

Son rocas de texturas granoblásticas orientadas de grano medio. Los constituyentes principales son cuarzo, moscovita y biotita, con clorita, turmalina, apatito, circón y opacos como accesorios más importantes. El cuarzo presenta granos elongados de contactos suturados, que junto a una grosera orientación de los filosilicatos, marca la fábrica planar de las rocas. La deformación interna es más intensa en los paquetes de menor potencia y estructuralmente más profundos, afectados por una recrystalización a mayor grado. Moscovita, biotita y clorita forman pequeños cristales lepidoblásticos groseramente orientados. La clorita, además, aparece como producto de retrogradación de la biotita.

Rocas de silicatos cálcicos y cuarcitas anfibólicas

Forman pequeños cuerpos lenticulares y *boudins*, tanto entre los esquistos y cuarcitas de la Fm. Constante, como incluidos en la Fm. El Cardoso (Lámina XXVIIIa); por lo tanto, se encuentran básicamente en la zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1). Se presentan en cuerpos que van desde 20 cm a tamaños métricos y espesores decimétricos. Muestran un bandeo composicional concéntrico, generalmente con un núcleo leucocrático más cuarzofeldespático y un borde oscuro rico en máficos. Suponemos que se trata de niveles margosos intercalados en los sedimentos y materiales volcánicos.

Su mineralogía está formada por cuarzo, plagioclasa, anfíbol, grante y epidota/clinozoisita como minerales principales y biotita, mica blanca, clorita, apatito, esfena, ilmenita y circón como accesorios. Son rocas con textura grano-nematoblástica orientada. Los dominios leucocráticos son ricos en cuarzo, plagioclasa y epidota/clinozoisita, que forman un mosaico granoblástico a grano-nematoblástico algo orientado, junto con cristales idiomorfos de anfíbol nematoblástico verde claro, prismas de clinozoisita, gruesos cristales bien formados de esfena y granates idiomorfos de 2 a 4 mm con texturas del tipo 1a.

En la zona M_1 del granate, tanto por debajo de la Cuarcita de Alto Rey (Fm. Constante) como por encima de ella (Fm. Rodada), se encuentran intercaladas algunas cuarcitas anfibólicas formando capas oscuras de 20–40 cm de espesor. La mineralogía está formada por cuarzo, anfíbol, plagioclasa, granate, clinozoisita y esfena. El cuarzo, en forma de fino mosaico granoblástico es muy abundante, junto con algo de anfíbol y plagioclasa. Los niveles ricos en cuarzo alternan con algunos lechos más

ricos en plagioclasa, anfíbol y clinozoisita. El anfíbol es también una actinolita de pleocroismo verde claro. El granate, idiomorfo de 1 a 4 mm y de tipo 1a ó 1b, suele ser más abundante hacia el muro estratigráfico de los bancos, probablemente por un control composicional.

Venas con andalucita y andalucita/sillimanita

Inmediatamente al E de la Falla de Berzosa y al NE de la posible continuación de esta estructura en el Macizo de Honrubia, aparecen venas y bolsadas de pegmatoides formados por cuarzo, plagioclasa, biotita muy cloritizada, mica blanca y gruesos cristales prismáticos de andalucita, que encajan en los esquistos y cuarcitas de la Fm. Constante y en las metavulcanitas y rocas epiclásticas del Gneis de El Cardoso. Próximas a la Falla de Berzosa, se observan además recrecimientos de sillimanita fibrolítica (sillimanita (2)) sobre la andalucita (Lámina XVIIIb,c). La distribución de estas venas coincide con la presencia en roca, escasa, de ambos minerales índice de M_3 : venas con andalucita en la zona M_3 de la andalucita y venas con andalucita y sillimanita en la zona M_3 de la sillimanita (2). Ambas zonas M_3 son subparalelas a la estructura D_3 y al trazado de la Falla de Berzosa (D_4), pero acaban siendo truncadas por ella. La blastesis M_3 de sillimanita (2), andalucita y estauroлита (2) en la Unidad Superior queda limitada a la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1) en la región de El Cardoso (aunque en Honrubia sí hay desarrollo de andalucita también sobre rocas de la zona M_1 del granate). Tanto este último dato, como el acuñamiento de zonas M_3 contra la Falla de Berzosa, parecen indicar que al menos el final del funcionamiento de la falla es posterior a las isogradas de M_3 .

En afloramiento, las venas aparecen como subconcordantes con la estructura de D_2 , inyectándose a favor de la fábrica S_2 y los niveles paralelizados de S_0 , pero cortando en otras ocasiones la estructura. Presentan poca deformación interna, aunque en las cercanías de la Falla de Berzosa presentan *boudinage*, dando lugar a cuellos (*necks*) o estrechamientos y apareciendo deformadas en sus bordes.

Están formadas por gruesos cristales de cuarzo, plagioclasa y andalucita, junto con mica blanca, generalmente creciendo sobre las caras de los cristales y masas intersticiales de biotita y/o clorita desorientadas. La sillimanita (2), cuando está presente, lo hace en forma de haces de fibrolita que crecen, bien sobre las caras de la andalucita a la que reemplaza, bien a lo largo de superficies de deformación que atraviesan las andalucitas, probablemente relacionados con planos de S_3 o con planos de cizalla de D_4 extensional (etapa de funcionamiento dúctil de la Falla de Berzosa).

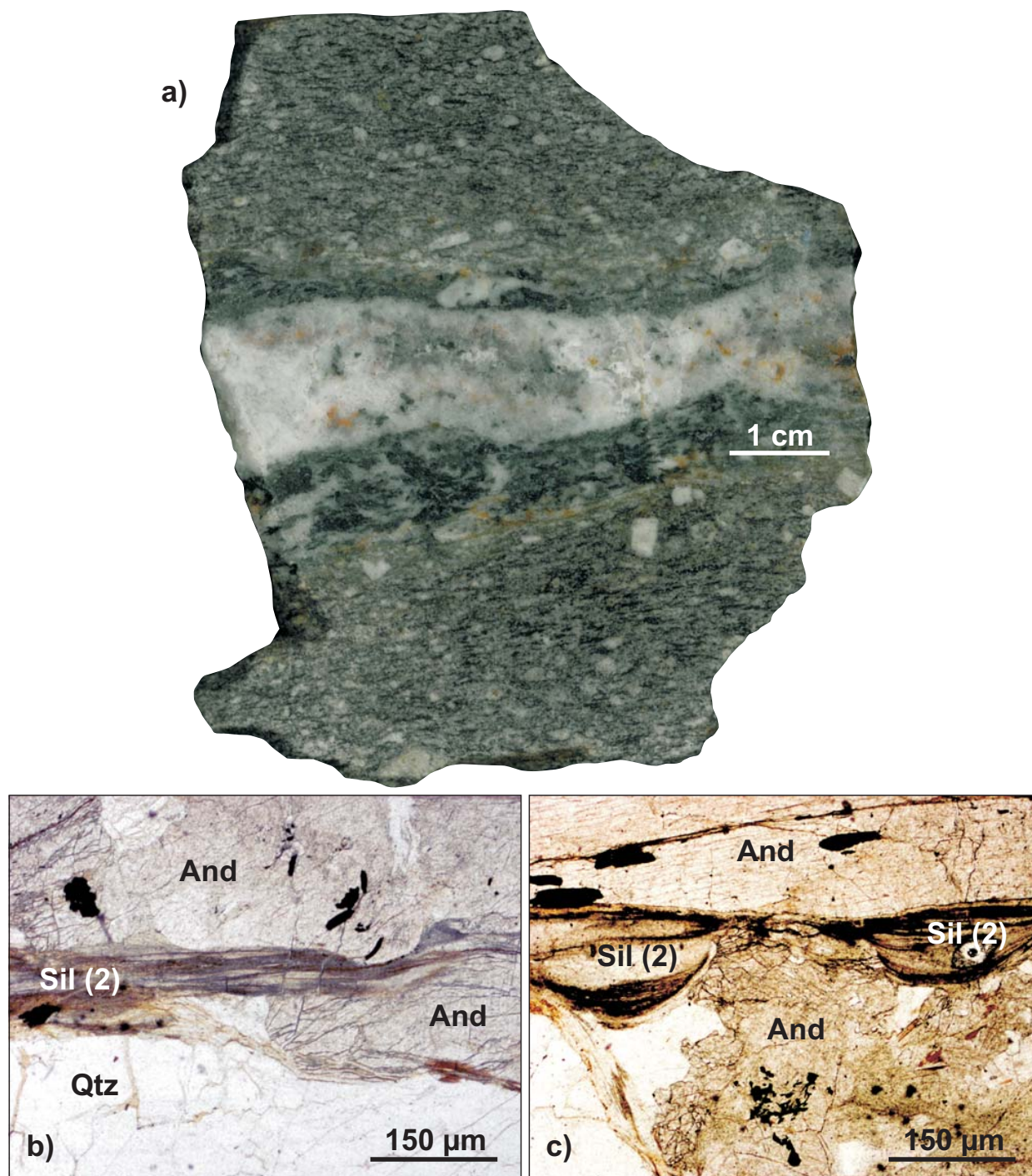


Lámina XXVIII: a) Muestra de mano con un nivel de silicatos cálcicos en gneises microglandulares de la Formación Gneis de El Cardoso, Unidad Superior. Se aprecia la zonación composicional del nivel, con una parte central más clara, rica en plagioclasa y cuarzo, y unos bordes oscuros por la abundancia de anfíbol. b) Microfotografía de una vena con andalucita y sillimanita cercana a la Falla de Berzosa. Se observa la formación de sillimanita (2) a expensas de andalucita en un plano de cizalla, y c) en forma de bolsadas.

9. QUÍMICA MINERAL DE LAS ROCAS PELÍTICAS

Los análisis químicos fueron realizados en una microsonda electrónica JEOL JXA-8900M equipada con cuatro espectrómetros, perteneciente a la Universidad Complutense de Madrid. Las condiciones del haz son: tiempo de conteo, 10 s; voltaje, 15.0 kV; intensidad de corriente eléctrica, 20 nA; diámetro del haz, 2–5 μm . Se usó el método de corrección ZAF.

Micas blancas

Fueron analizadas 176 composiciones de micas blancas correspondientes a 2 muestras de la zona de la clorita, 9 muestras de la zona de la biotita, 7 muestras de la zona del granate, 6 muestras de la zona de la estaurolita (1), 5 muestras de la zona de la sillimanita (1) y una muestra de la zona de sillimanita + Kfs. Las fórmulas estructurales fueron calculadas sobre la base de 11 oxígenos.

Las muestras de la zona de la clorita y parte de las de la zona de la biotita corresponden a micas orientadas en la S_1 , mientras que el resto, exceptuada la mica retrometamórfica de la zona de Sil + Kfs, son lepidoblastos orientados en la S_2 .

Las micas blancas de la zona de la clorita se caracterizan por presentar altos valores de X_{Pg} , entre 17.08 y 34.62% (Tabla 1, Figura 18), valores relativamente bajos en X_{Cel} (0.00–8.74%) y relaciones $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ moderadamente altas (41.92–65.40). La proyección de las micas blancas de la zona de la clorita en el diagrama $\text{FeO}_{\text{tot}} - \text{Al}_2\text{O}_3$ de Miyashiro (1973), representado en la Figura 19, sitúa todas las composiciones dentro del campo de micas de las zonas de estaurolita y sillimanita, lo cual parece resultar paradójico y podría deberse al alto contenido en Al_2O_3 de las rocas pelíticas de la Fm. Rodada. Igual relación se desprende de su proyección en el diagrama $\text{Al}_{\text{tot}} - \text{Si}$ de la Figura 20a, en el que la agrupación de valores de las micas blancas de la zona de la clorita presentan los mayores valores en aluminio frente a sílice, como resultado de una baja efectividad de la sustitución tschermakítica ($\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})^{\text{VI}} + \text{Si}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Al}^{\text{IV}}$. La misma baja efectividad se extrae de su proyección

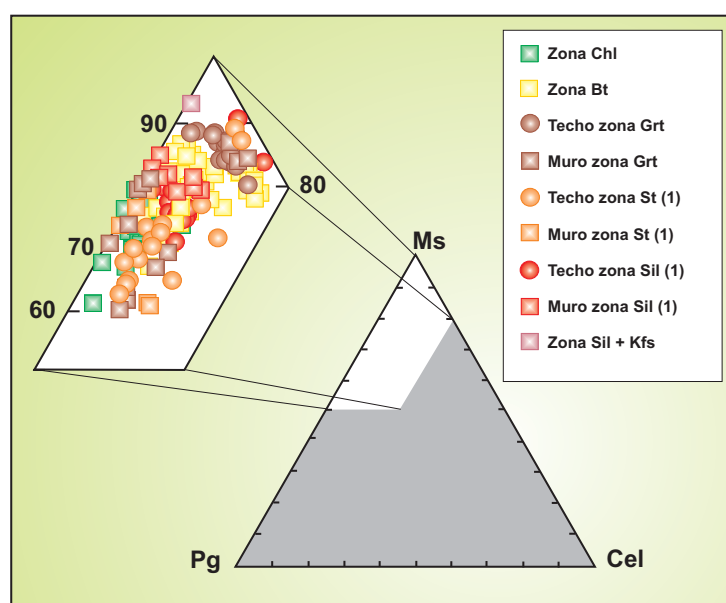


Figura 18: Diagrama de variación Ms-Pg-Cel para las micas blancas analizadas.

en los diagramas c y d de la Figura 20. Los valores relativamente altos en X_{pg} se visualizan en una alta relación $Na/(Na+K+Ca)$ en la Figura 20b.

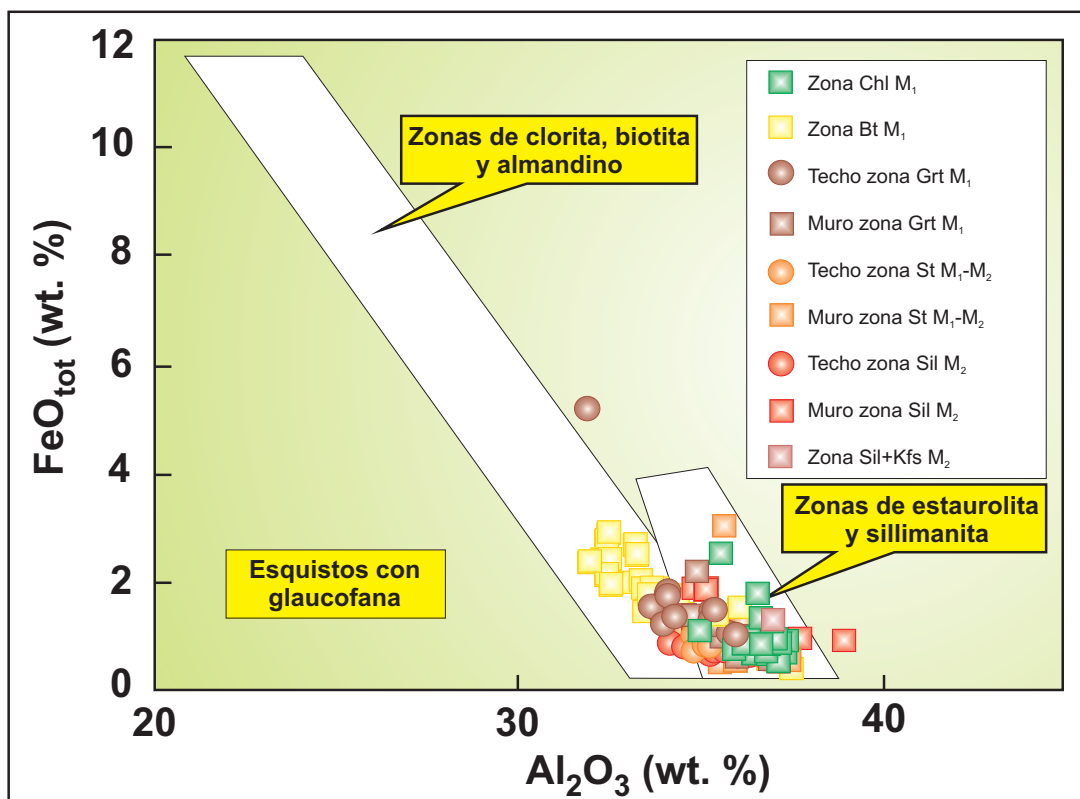


Figura 19: Diagrama de variación FeO_{tot} - Al_2O_3 de Miyashiro (1973) con proyección de las micas blancas analizadas.

Las micas blancas de la zona de la biotita muestran un amplio espectro composicional (Figura 18), especialmente en términos de X_{pg} (4.12–24.89%), de X_{cel} (1.99–16.29%) y de relación $100Fe/(Fe+Mg)$: 38.29–69.23, independientemente de que formen parte de la S_1 o de la S_2 (Tabla 1). Sus contenidos en Na_2O y relaciones $Na/(Na+K+Ca)$ (Figura 20b) son generalmente inferiores a los de las micas de la zona de la clorita. Su proyección en el diagrama de Miyashiro (1973) de la Figura 19, encuentra lugar tanto en el campo de las zonas de estaurolita y sillimanita, como en el campo de las zonas de clorita, biotita y almandino.

Las micas blancas de la zona del granate presentan dos poblaciones diferenciadas en términos de Na_2O : las micas de rocas del techo de la zona y algunas de rocas situadas hacia su muro, presentan valores muy bajos, entre 3.70 y 8.98% de X_{pg} ; otras micas de rocas del muro de la zona presentan valores más altos, entre 21.84 y 31.33% X_{pg} , existiendo un gap composicional aparente en torno a $X_{pg} = 15\%$. Los contenidos en celadonita son, para ambas poblaciones, de entre 2.76 y 14.23% X_{cel} , aunque las micas del muro de la zona tienden a dar valores altos dentro del intervalo. Los valores del índice $Fe/(Fe+Mg)$ ($\times 100$) oscilan entre 37.50 y 69.53, sin que se aprecie ningún patrón de comportamiento diferencial entre techo y muro de la zona. Su proyección en el diagrama de Miyashiro (1973) muestra que las micas del techo de la zona se proyectan tanto en el campo de las zonas de clorita, biotita y almandino, como

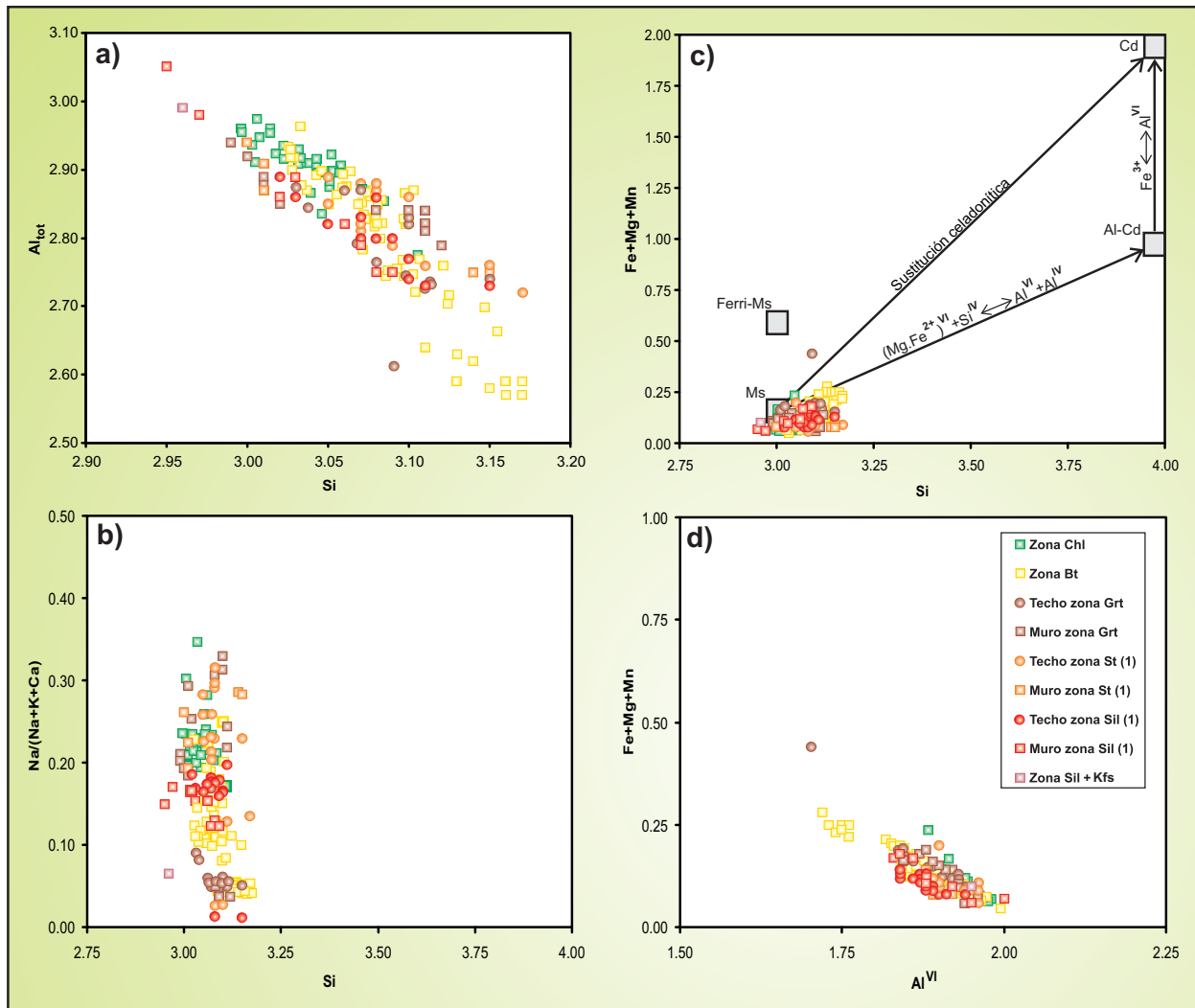


Figura 20: Diagramas de variación para las micas blancas analizadas: a) Si- Al_{tot} ; b) Si- $Na/(Na+K+Ca)$; c) Si- $Fe+Mg+Mn$; d) Al^{VI} - $Fe+Mg+Mn$.

en el campo de las zonas de la estauroлита y de la sillimanita. En este último campo se proyectan, en cambio, todos los valores de micas del muro de la zona.

Las micas de la zona de la estauroлита (1), independientemente de la procedencia de la muestra, a techo o muro de la zona, presentan valores altos de X_{pg} , entre 12.50 y 31.52%, salvo dos cristales con valores de 2.60 y 2.67% X_{pg} que pueden corresponder a micas cristalizadas en condiciones de la zona del granate o de la zona de la biotita y no reequilibradas a mayor grado. Los valores de X_{cel} son muy variables, entre 0.00 y 14.71% y los valores de $100Fe/(Fe+Mg)$ oscilan entre 37.50 y 70.00, tendiendo a ser más magnesianas las micas de rocas del muro de la zona.

En la zona de la sillimanita (1) las micas tienen composiciones bastante restringidas en cuanto a X_{pg} , con valores de 15.96–19.79% para las muestras de techo y 12.36–17.05% para las muestras de muro (salvo dos cristales de una muestra del techo de la zona, con valores de 1.22 y 1.27% que probablemente también representan una blastesis previa no recrystalizada). Es decir, las rocas del techo de la zona tienden a presentar micas con mayores contenidos en Na_2O que las micas de las rocas del muro de

la zona. Los contenidos en X_{cel} de las micas van de 0.00 a 14.82% y la relación $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ oscila entre 33.33 y 50.00 para las micas de muestras del techo de la zona, y entre 58.33 y 83.33 para las micas de rocas del muro de la zona, de forma que son más magnesianas las micas de rocas del techo de la zona. Este hecho probablemente esté en relación con la mayor abundancia de granate almandino hacia el techo de la zona, estando ampliamente reabsorbido hacia mayor grado, enriqueciendo el reservorio en FeO_{tot} .

El análisis de una mica retrógrada de la zona de sillimanita + Kfs muestra una composición pobre en X_{pg} (6.52%), en X_{cel} (0.00%) y una alta relación $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de 70.00.

En resumen, la baja efectividad de la sustitución tschermakítica o fengítica en las micas de prácticamente todas las zonas (Figura 20c), debería indicar bajas presiones de formación (Velde, 1965). Por otro lado, las micas blancas de la región muestran, desde zonas más someras a zonas más profundas, primero un descenso continuado en X_{pg} desde la zona de la clorita hasta el muro de la zona del granate, un brusco incremento dentro de este nivel y luego otro descenso desde la zona de la estauroлита (1) a la zona de la sillimanita (1). Según Guidotti (1984), la relación $\text{Na}/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})$ de las micas blancas no depende de la composición total de la roca y es directamente proporcional a la temperatura de cristalización y a su contenido en H_2O . Pero eso implicaría, por ejemplo, que la temperatura de cristalización de las micas de la zona de la clorita fue mayor que la de cristalización de la mayoría de las micas de las zonas de la biotita y del granate (Figuras 19 y 20b), lo cual es poco creíble.

Sin embargo, de acuerdo con Keller et al. (2005), los valores más altos de X_{pg} en fengitas son estables en la franja de P/T estrictamente intermedias, descendiendo tanto a mayores como a menores gradientes de P/T. De este modo, si la evolución P–T–t de las rocas estudiadas siguiera primero un gradiente P/T algo más elevado durante D_1 que uno Barroviense normal, seguido por una descompresión, la composición de las micas blancas podrían registrar 1º) un alejamiento de los valores máximos de X_{pg} durante la presurización, 2º) un incremento hasta que la bajada de presión llevara algunas rocas a la franja de X_{pg} máxima y 3º) un descenso en paragonita durante el resto de la trayectoria descompresiva. La trayectoria inicial de disminución de X_{pg} con la presurización quedaría registrada en las micas de las zonas metamórficas de la clorita, la biotita y buena parte de la zona del granate, es decir, las zonas más someras y únicamente afectadas por el episodio M_1 . La trayectoria final de disminución de X_{pg} con la despresurización quedaría registrada por las micas de las zonas de la estauroлита (1), de la sillimanita (1) y (aunque con un único dato) de la sillimanita + Kfs, correspondientes a rocas con una fuerte superposición de M_2 y M_3 .

Cloritas

Se analizaron 25 composiciones de cloritas de muestras de las zonas metamórficas de la biotita, el granate, la estauroлита (1), correspondientes a lepidoblastos orientados en la S_2 (tipo textural 2a), pequeños porfidoblastos sin- D_2 (tipo textural 2b), pequeños porfidoblastos post- S_2 (tipo textural 3), un cristal retrómetamórfico formado sobre cloritoide (tipo textural 4). Asimismo se analizaron 3 cloritas de la zona de la sillimanita (1), también correspondientes al tipo textural 4. Todas ellas son cloritas ricas en

Fe y con un alto contenido en Al^{VI} (Tabla 2). Las cloritas de las zonas metamórficas de la biotita y el granate (tipos 2 y 3) son ripidolitas, de acuerdo con el diagrama clasificatorio de Hey (1954), representado en la Figura 21. Las cloritas de la zona de la estaurolita (1) son clasificables como ripidolitas (las tipo 2) y pseudothuringitas (tipo 4) y las cloritas postcinemáticas (tipo 4) de la zona de la sillimanita (1) se proyectan, con una mayor dispersión, entre los campos de las ripidolitas, el de las pseudothuringitas y el límite de éste último con el campo de las dafnitas. Las mismas clasificaciones se obtienen con la proyección de los datos en el diagrama de Deer et al. (1972). Sorprendentemente, no se aprecian grandes diferencias composicionales entre los tipos texturales 2 y 3 de una misma zona metamórfica M_1 o M_2 , e incluso de una misma muestra, pero de acuerdo con su relación $Fe/(Fe+Mg)$ se distinguen claramente tres poblaciones:

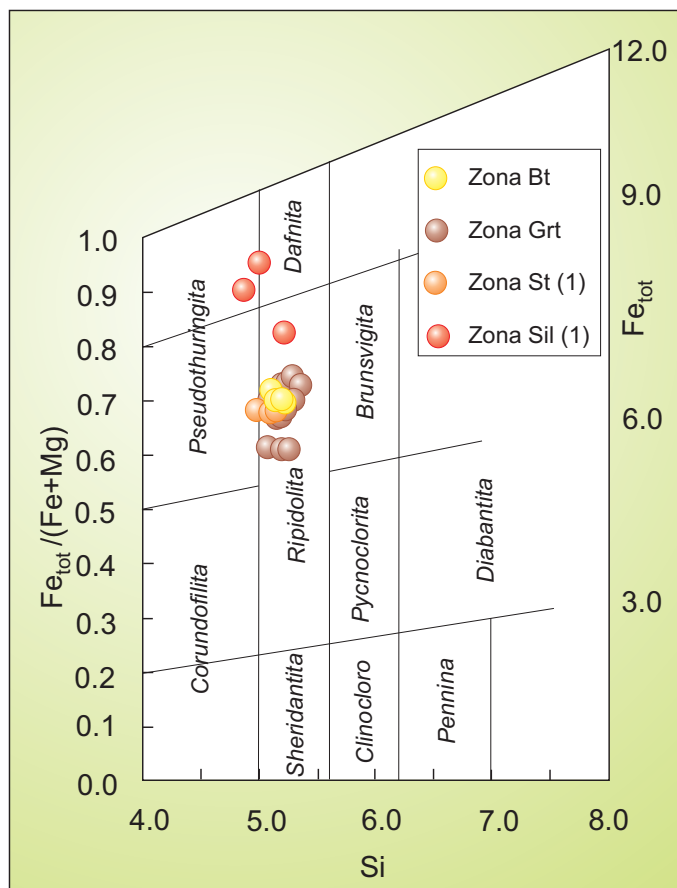


Figura 21: Diagrama clasificatorio de Hey (1954) con proyección de las cloritas analizadas.

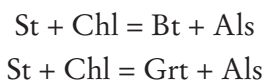
Cloritas tipo A

Esta clase comprende las cloritas de las rocas pelíticas de las zona de la biotita y del techo de la zona del granate, caracterizadas por relaciones relativamente altas de $100 Fe/(Fe+Mg)$ entre 60.53 y 64.06. Se trata pues de las cloritas cristalizadas en la parte más somera de la zona de cizalla dúctil D_2 y su blastesis parece ser continua desde sin- D_2 a post- D_2 . Los tres puntos de análisis realizados en un cristal de tipo textural 2b (centro, intermedio y borde) parecen indicar una bajada inicial en la relación $Fe/(Fe+Mg)$ que se incrementaría después hacia el borde, lo que sería consistente con un crecimiento progrado inicial, que se continuaría ya en la parte retrógrada de la evolución de las rocas (que para las rocas de la zona de la biotita reflejaría el paso de M_1 a M_2).

Cloritas tipo B

Las cloritas de la parte estructuralmente más baja de la zona del granate y de la zona de la estaurolita (1) -en este caso, hacia su techo- presentan relaciones del valor $100 Fe/(Fe+Mg)$ entre 52.87 y 62.00, también independientemente de sus relaciones texturales. Se deduce que las cloritas de zonas estructuralmente más profundas de la banda de cizalla dúctil, tienden a presentar una composición más magnesiana que las cloritas de niveles más someros, relacionable con el mayor

grado metamórfico alcanzado por las rocas durante el desarrollo de la banda de cizallamiento y mantenidas hasta momentos inmediatamente posteriores a su funcionamiento. En niveles aún más profundos la clorita sin- D_2 desaparece, por hallarse fuera de su campo de estabilidad al atravesarse amplia y sucesivamente las reacciones KFMASH:



Cloritas tipo C

Las cloritas post- D_2 de los niveles más profundos, en este caso pertenecientes a muestras de la zona M_2 de sillimanita (1) y M_3 de sillimanita (2), son las que muestran composiciones más ricas en Fe, con valores de $100 \text{ Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ comprendidos entre 72.92 y 87.38, indicando bajas temperaturas de formación, probablemente relacionables con M_4 y la evolución retrógrada definitiva de las rocas con posterioridad a D_3 .

Biotitas

Se realizaron 198 análisis de biotitas (Tabla 3) de las zonas metamórficas M_1 de la biotita y del granate, de la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1), de la zona de sillimanita (1) y de la zona de sillimanita + Kfs. Su fórmula estructural fue calculada en base a 11 oxígenos. El contenido en Fe^{3+} y los términos finales fueron calculados de acuerdo con la norma de Dymek (1983). Sus composiciones, representadas en el diagrama de la Figura 22, corresponden principalmente a annitas y sólo en algunos casos se proyectan más cercanas a la composición de la siderofilita. En las zonas metamórficas del episodio M_1 las biotitas de las muestras situadas hacia el muro estructural son más ricas en Mg frente a Fe^{2+} que las biotitas de las muestras situadas hacia el techo estructural. En la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1), las biotitas de las muestras situadas más hacia muro presentan dos poblaciones, una más ferrosa y otra más magnesiana que las biotitas de las muestras situadas hacia el techo estructural. En las zonas M_2 de sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs, las biotitas de las muestras situadas hacia el muro estructural son más ferrosas que las biotitas de las muestras situadas hacia el techo. De esto se infiere un comportamiento distintivo de las biotitas de las zonas del episodio M_1 , que reflejan un gradiente progrado en profundidad, y las del episodio M_2 , que reflejan probablemente el sostenimiento en profundidad de una evolución final retrógrada. En cuanto al contenido en Al tetraédrico, muestran por lo general valores inferiores a 1.5 c.p.f.u., salvo algunos análisis de biotitas del techo de la zona del granate y de los muros de las zonas de sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs, por lo que no parece tener un control por parte de la evolución metamórfica de las rocas.

Las biotitas de la zona de la biotita muestran relaciones relativamente altas de $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, comprendidas entre 62.32 y 72.43, junto a valores medios a altos de Ti (0.09–0.20 c.p.f.u., Figura 23, Tabla 3). Según sus tipos texturales, las biotitas lepidoblásticas del tipo 2a son menos magnesianas que las biotitas porfidoblásticas del tipo 2b, lo que podría interpretarse como reflejo de una evolución retrógrada durante el desarrollo de la fábrica S_2 . De hecho, los zonados de las biotitas porfidoblásticas deformadas por D_2 (Figura 24) muestran, de centro a borde, primero un enriquecimiento en Mg

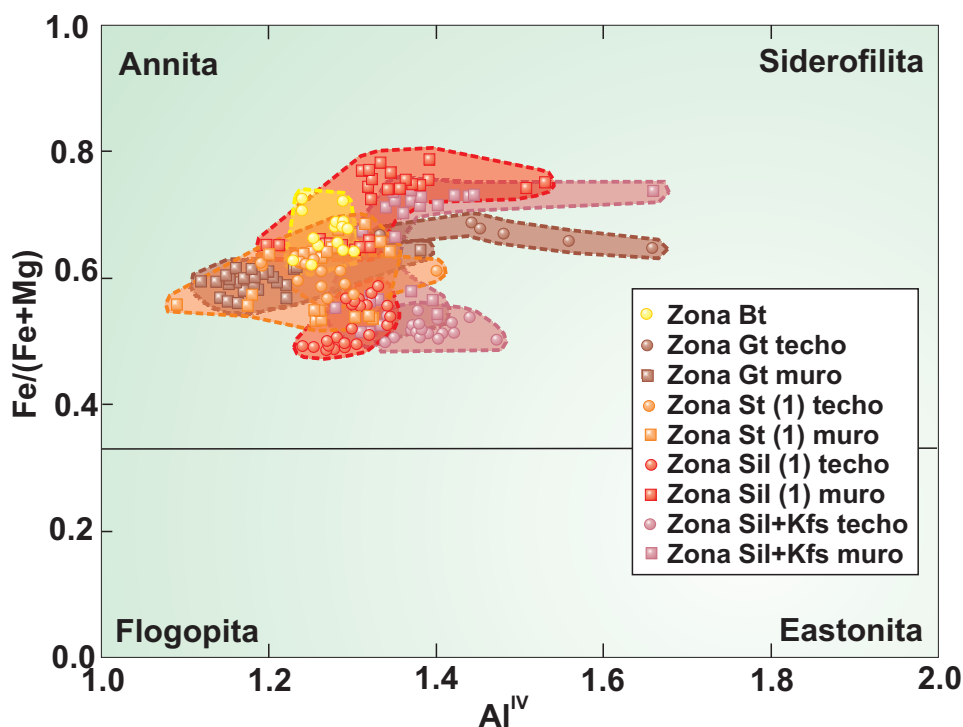


Figura 22: Diagrama de clasificación de biotitas con proyección de las muestras analizadas.

frente al Fe y después un enriquecimiento final en Fe interpretable del mismo modo: la blastesis se inicia en condiciones progradas (D_1 a comienzo de D_2) para terminar, sintectónicamente respecto a D_2 , en una parte de enfriamiento de la trayectoria de las rocas situadas en el techo de la zona de cizallamiento dúctil. A las biotitas que muestran este tipo de zonado de centro a borde del cristal, con una bajada inicial seguida por un incremento de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ y, ocasionalmente, finalizando con un último descenso, las denominaremos biotitas con zonado tipo A.

Las biotitas de la zona del granate presentan relaciones $100Fe/(Fe+Mg)$ por lo general más bajas que las de la zona de la biotita, comprendidas entre 56.06 y 68.80, lo que sería consistente con la blastesis en equilibrio con el granate almandino. En el mismo sentido, las biotitas de las muestras situadas hacia el techo estructural de la zona metamórfica son más ricas en Fe que las biotitas de las muestras situadas hacia el muro. Sus contenidos en Ti son sin embargo más bajos (entre 0.07 y 0.11 c.p.f.u.), contrariamente a lo esperable a algo más de temperatura que en la zona de la biotita. En cuanto a los diferentes tipos texturales (Figura 23), los lepidoblastos de biotita 2a son los que presentan contenidos relativos más altos en Fe, junto a un análisis de una biotita del tipo 4b (blastos en pseudomorfosis retrógradas a partir de otros minerales, generalmente granate), mientras que los análisis de biotitas del tipo 2b y, especialmente las del tipo 3, son más ricas en Mg. En principio, esto podría indicar un descenso de temperatura sincinemático con D_2 , seguido por un calentamiento post- S_2 (sin a post- D_3) y un enfriamiento final. Los zonados de las biotitas tipo 2b y de alguna biotita del tipo textural 3 muestran un suave descenso en la relación $Fe/(Fe+Mg)$ de centro a borde del cristal (tipo A), mientras que el resto de las biotitas del tipo 3 exhiben un incremento prácticamente continuo (Figura 24), con posibles caídas cerca del borde. A este segundo tipo de

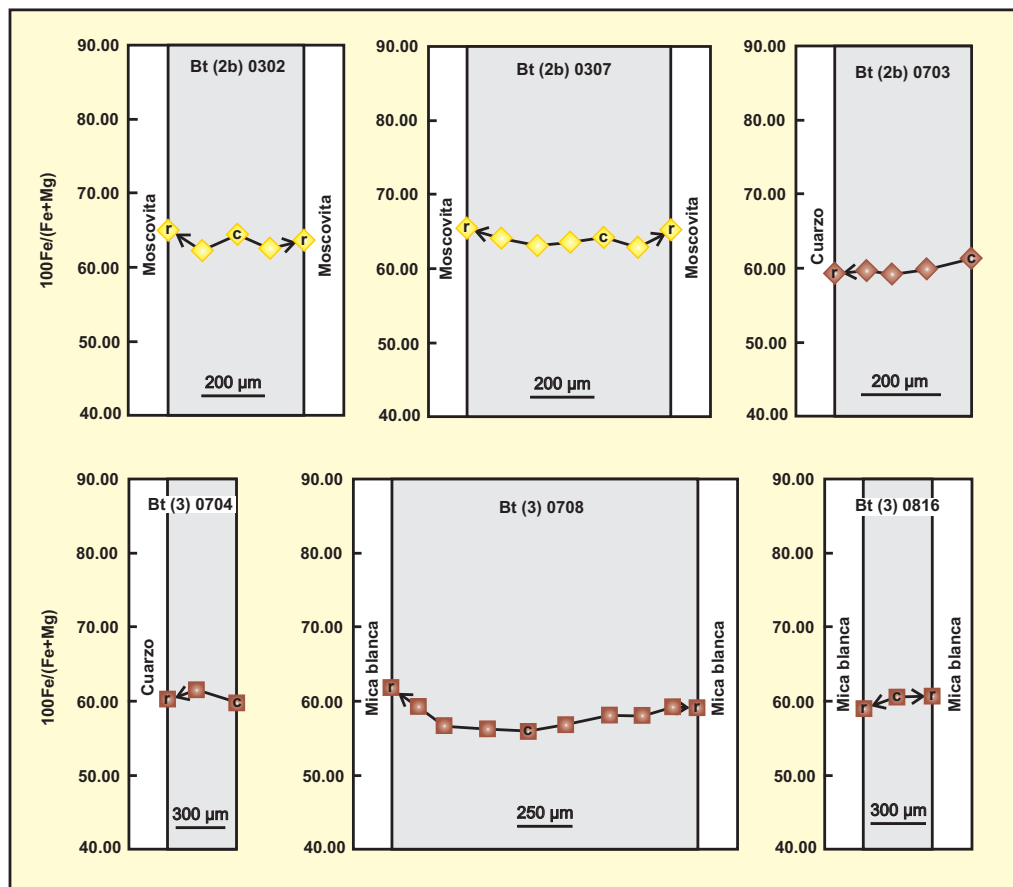


Figura 23: Diagrama de variación $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ con proyección de los análisis de biotitas por tipo textural y zona metamórfica (amarillo, zona de la biotita; marrón, zona del granate; naranja, zona de la estaurolita (1); rojo, zona de la sillimanita (1); rojo oscuro, zona de sillimanita + Kfs). Las flechas indican el sentido de centro a borde(s).

zonado de las biotitas, que se inicia con un incremento en la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ para continuar con un descenso y un posible incremento final en los casos más completos, lo denominaremos zonado tipo B. Se puede deducir que los porfidoblastos tempranos de las biotitas tipo 2b crecen en un intervalo progrado de la trayectoria seguida por las rocas (sin- D_1 a sin- D_2 inicial), mientras que buena parte de los porfidoblastos post- S_2 de las biotitas tipo 3 (exclusivos de esta zona metamórfica) han crecido durante el enfriamiento de estas rocas (tardi- o post- D_2), pudiendo experimentar un calentamiento final (sin- D_3 a sin- D_4 inicial).

Los análisis de biotitas de la zona de la estaurolita (1), representados también en la Figura 23, responden a un amplio abanico de valores de la relación $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, comprendido entre 53.21 y 68.49, esto es, desde valores similares a los de las biotitas de las zonas del granate y de la biotita hasta valores algo más ricos en Mg. Los valores más magnesianos son correlacionables con una blastesis a mayor temperatura; de hecho, las biotitas con menores relaciones $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ pertenecen a muestras de la parte estructuralmente más baja de la zona metamórfica. Tanto los tipos texturales 2a como los

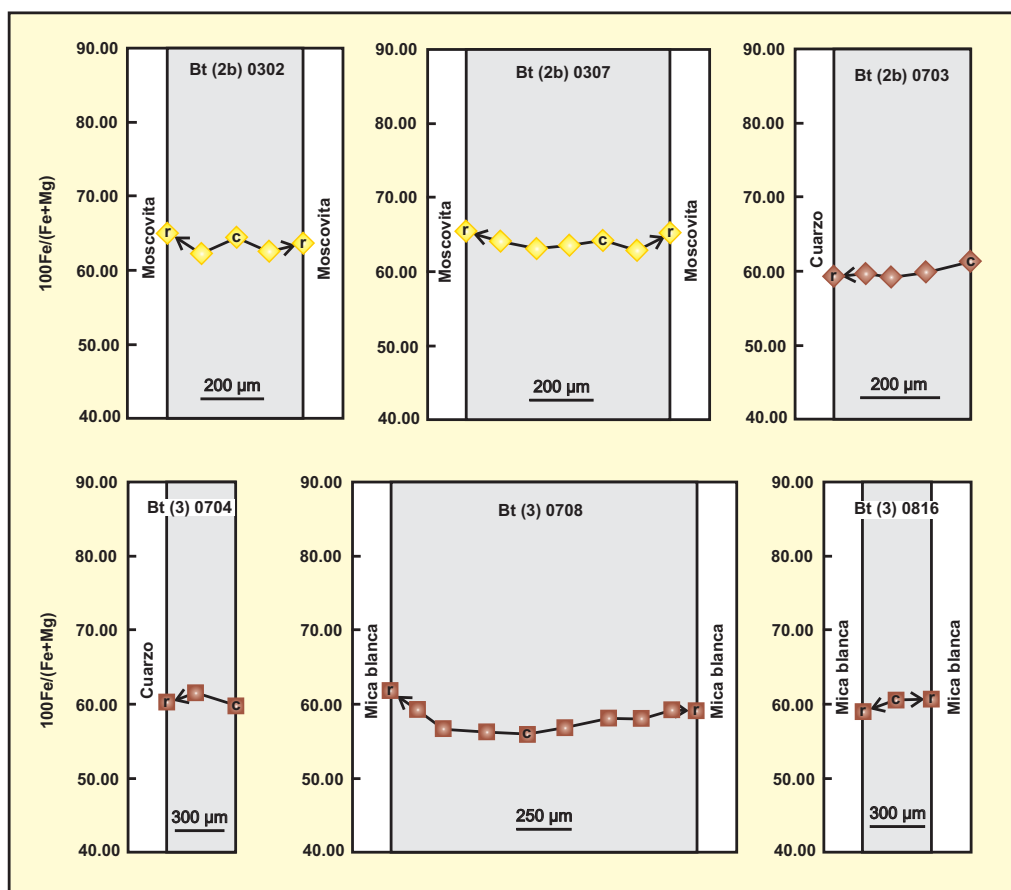


Figura 24: Perfiles químicos de algunos tipos texturales de biotitas de pelitas y semipelitas de las zonas metamórficas de la biotita y del granate; (c = centro; r = borde).

tipos 2b exhiben una amplia variación en los valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, mientras que los análisis del tipo 2c y un análisis de una biotita del tipo 2e muestran valores intermedios dentro de este abanico composicional, probablemente más relacionados con la posición estructural de las muestras que con su clase textural. Los contenidos en Ti oscilan entre 0.07 y 0.13 c.p.f.u., sin que tampoco se pueda inferir una consecuencia petrogenética. Individualmente, las biotitas de los tipos 2a y 2c muestran generalmente un aumento en la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ de centro a borde del cristal, pauta que puede invertirse y descender cerca del borde (zonados tipo B más o menos incompletos). El zonado de las biotitas 2b describe, en cambio (Figura 25), un descenso inicial en la relación, a continuación un cierto incremento y una eventual bajada cerca del borde (zonado tipo A). Esta diferencia puede interpretarse como que los porfidoblastos de biotita del tipo 2b preservan en su núcleo una parte más antigua de la historia tectonotermal de las rocas, el calentamiento inicial ligado a D_1 y el inicio de D_2 (M_1), mientras que en partes más externas de los porfidoblastos compartían con las biotitas de tipo 2a y 2c, de menor tamaño, el registro del enfriamiento del final de D_2 (M_2) y, eventualmente, un incremento de temperatura sin a inmediatamente post- D_3 (M_3).

Las biotitas de la zona metamórfica de sillimanita (1) pueden presentar relaciones $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ dentro de un campo muy amplio, entre 48.87 y 78.80, e igualmente para el contenido en Ti, que puede oscilar entre 0.06 y 0.21 c.p.f.u. (Tabla 3). Los valores de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ son función de la posición estructural de la muestra más que del tipo textural. Mientras que las biotitas de las muestras situadas hacia el techo de la zona metamórfica presentan valores relativos de Mg frente a Fe similares o más altos que los de las biotitas de zonas metamórficas de menor grado, las biotitas de las muestras situadas hacia el muro ofrecen valores muy altos de contenido en Fe, lo que debe relacionarse con la desestabilización del granate almandino, que se produce dentro de esta zona para dar lugar a sillimanita + biotita y que conlleva el efecto de un enriquecimiento relativo en Fe del reservorio.

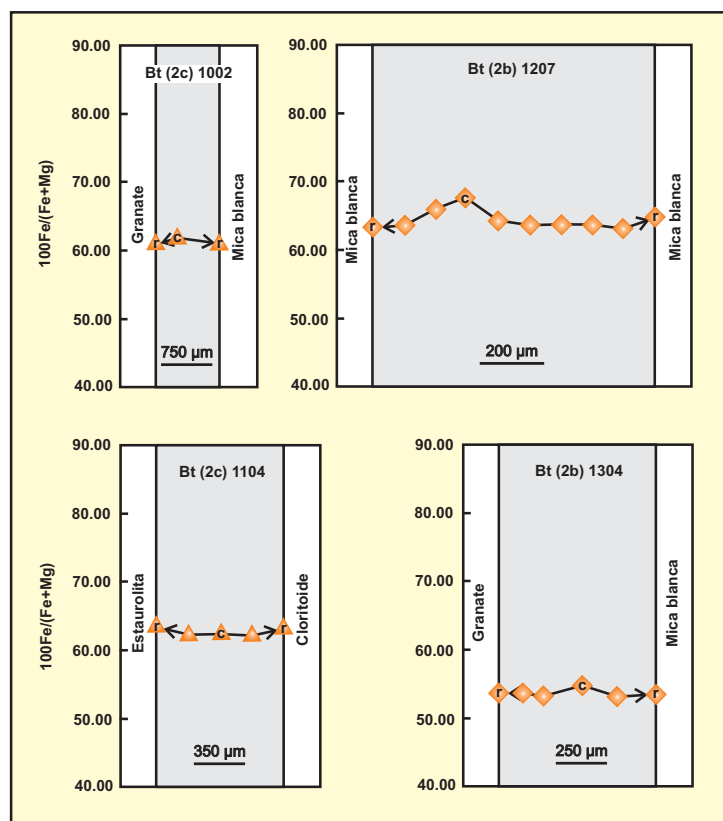


Figura 25: Perfiles químicos de biotitas de la zona metamórfica de la estaurolita (1); (c = centro; r = borde).

En la Figura 26 puede observarse que los zonados de las biotitas de los tipos texturales 2a, 2b, 2e y alguna biotita del tipo 2c muestran incrementos iniciales de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, que después puede descender y volver a elevarse en las últimas micras del cristal (zonados tipo B). El resto de las biotitas tipo 2c muestran zonados del tipo A, con descenso inicial de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Hacia los bordes en contacto con granates o estaurolitas pueden experimentar una pequeña subida y una bajada final del contenido en Fe. Esto parece indicar que las biotitas tipo 2c, de sombras de presión de otros porfidoblastos, se han reequilibrado menos que las biotitas lepidoblásticas 2a, las biotitas porfidoblásticas deformadas 2b o las biotitas de agregados granoblásticos 2e.

Las biotitas de la zona de sillimanita + Kfs presentan una distribución composicional, en términos de relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, casi tan amplia como las de la zona de la sillimanita (1) (Figura 27). Los valores de $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ varían entre 50.00 y 73.71 (Tabla 3) y también parecen relacionados con la posición estructural de la muestra, más que con el tipo textural de biotita. Los contenidos en Ti, comprendidos entre 0.04 y 0.17 c.p.f.u., tienden a ser más altos en las biotitas de composiciones más magnesianas. Al igual que en las biotitas de la zona de sillimanita (1), interpretamos las

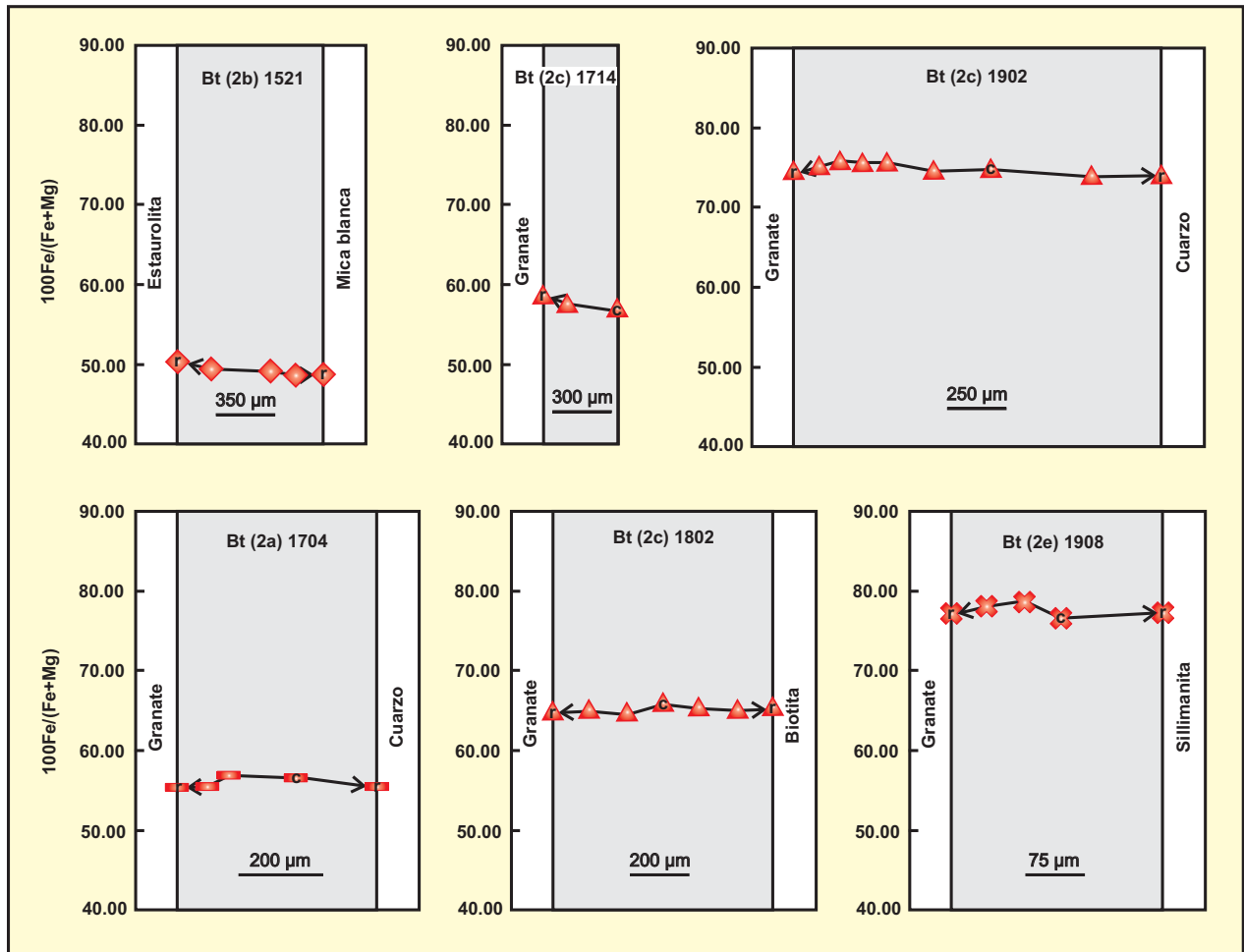


Figura 26: Perfiles químicos de biotitas de la zona metamórfica de la sillimanita (1); (c = centro; r = borde).

composiciones más ricas en Fe como resultado de la reabsorción del granate almandino. En sus zonados individuales, tienden a presentar una fuerte subida inicial de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ con pequeñas bajadas posteriores y ocasionales aumentos cerca del borde. Interpretamos estos zonados de tipo B como indicadores de un desarrollo en un régimen de enfriamiento que podría ser D_2 final, posterior calentamiento sin- D_3 y posible enfriamiento final.

Resumiendo lo anterior, las composiciones de las biotitas evolucionan hacia más magnesianas a través de la zona de la biotita, zona del granate y zona de la estaurolita (1). Las composiciones pueden ser aún más ricas en Mg frente a Fe en las biotitas de las zonas de sillimanita + Kfs y de sillimanita (1), pero también se producen composiciones muy ricas en Fe, probablemente ligadas a la desestabilización del granate almandino, que petrográficamente tiene lugar a partir de la mitad estructuralmente inferior de la zona de sillimanita (1). Según los tipos de zonado de la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ se distinguen dos posibles patrones:

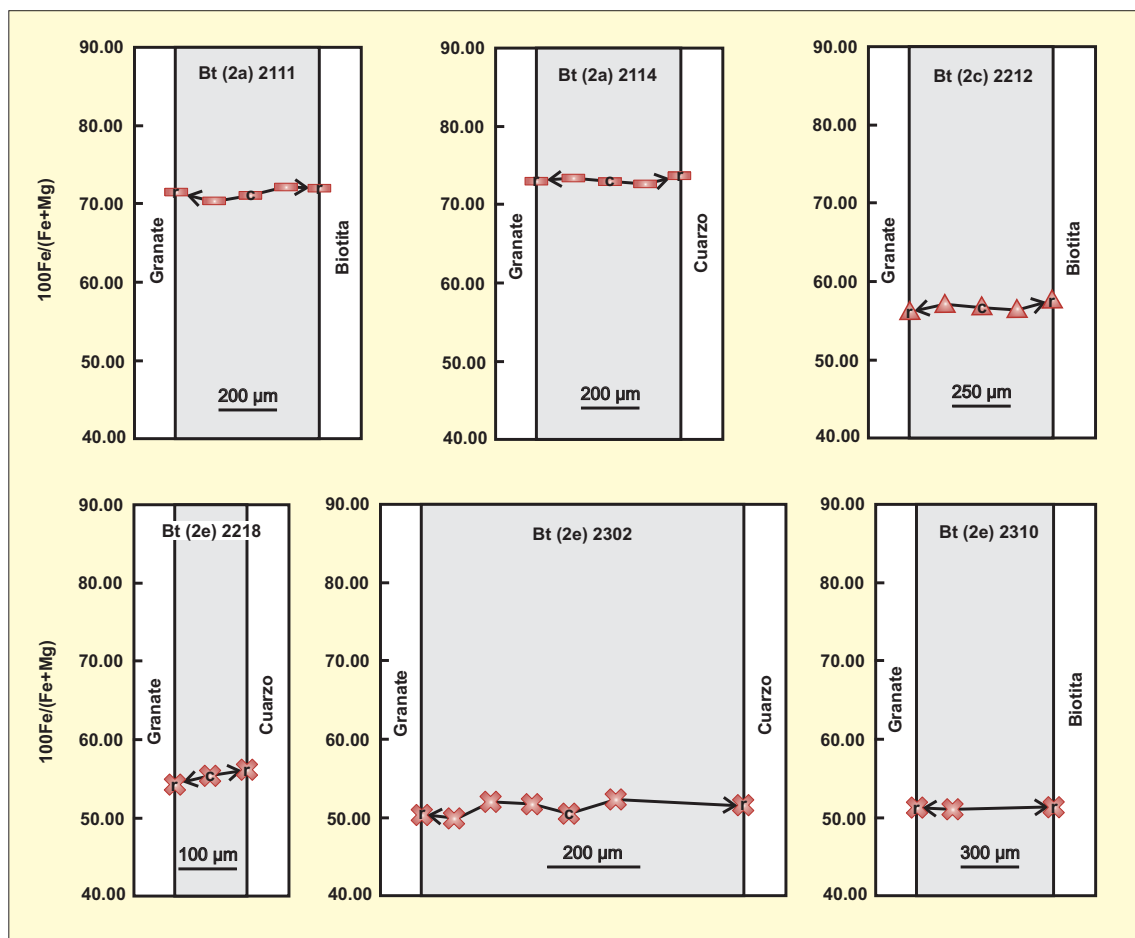


Figura 27: Perfiles químicos de biotitas de la zona metamórfica de la sillimanita + Kfs; (c = centro; r = borde).

Biotitas tipo A

Interpretamos sus zonados como primero de calentamiento ($M_1 = D_1$ - D_2 inicial) seguido por enfriamiento ($M_2 = D_2$ final) y un calentamiento final ($M_3 = D_3$ - D_4 inicial).

Biotitas tipo B

Su zonado se inicia con enfriamiento (M_2) seguido por calentamiento ($M_3 = D_3$ - D_4 inicial) y eventualmente por un nuevo enfriamiento ($M_4 = D_4$ final).

Los tipo A son el único zonado en la zona de la biotita y los tipo B constituyen el único tipo claramente presente en la zona de sillimanita + feldespato potásico; coexistiendo biotitas con zonados de ambos tipos, más o menos completos, en todas las zonas metamórficas intermedias. Es decir, en conjunto registrarían buena parte de la historia térmica varisca del área, si bien las biotitas de las zonas más profundas parecen haber perdido el registro del calentamiento inicial asociado a M_1 , que se preserva mejor en las zonas estructuralmente más someras.

Cloritoides

Se analizaron varios puntos en dos cloritoides, ambos de rocas del techo de la zona M₁-M₂ de la estaurolita (1). Las fórmulas estructurales fueron calculadas a 12 oxígenos y el contenido estequiométrico en Al^{VI} y Fe³⁺ de acuerdo con la fórmula:



donde: X: Fe²⁺, Mn, Mg, Ca, Na, K

Y: Fe³⁺, Al^{VI}

Z: Al^{IV}, Si

Los resultados se incluyen en la Tabla 4. Se trata de cloritoides relativamente ricos en hierro, con relaciones 100 Fe/(Fe+Mg) que varían entre 83.08 y 87.23, típicos de cloritoides del metamorfismo de presiones medias y que coexisten con granate, estaurolita y/o distena (Deer et al., 1982). Se observa una cierta pauta de evolución centro-borde en la relación Fe/Mg, que parece decrecer hacia el borde. Asumiendo que X_{Mg} en los Fe-cloritoides es dependiente de la composición de roca total y de la temperatura, estas pautas indicarían un crecimiento en condiciones progradas (D₁ o D₂ inicial, dado que estos cloritoides parecen ser texturalmente pre-D₃). El coeficiente de distribución entre cloritoide y clorita ($K_D = (Fe/Mg)_{clid} / (Fe/Mg)_{chl}$) varía entre 2.23 y 5.98, valores menores que los correspondientes a cloritoides de la parte de baja temperatura de la facies de esquistos verdes y las anfibolitas epidóticas. Además, el contenido en sílice c.p.f.u. es bajo (2.04 ± 0.04) y los valores de Al_{tot} > 3.90 sugieren que las condiciones del metamorfismo son poco oxidantes y el contenido en Fe³⁺ de los cloritoides permanece bajo (Ashworth y Evirgen, 1984; Ghent et al., 1987).

Granates

Se realizaron análisis en un total de 969 composiciones de 36 granates de esquistos y paragneises de las zonas del granate, estaurolita (1), sillimanita (1), sillimanita + Kfs, y 38 análisis más en un granate de una anfibolita de la zona del granate.

Los granates de metasedimentos analizados pueden ser clasificados en tres tipos quemográficos principales, de acuerdo con sus composiciones y zonados químicos. Los granates de tipo A presentan fuertes zonados en los que se observan, de centro a borde, incrementos en FeO y MgO, acompañados por descensos en MnO y más complejos en el CaO. Son los granates típicos de las zonas metamórficas de grados bajo a medio. Los granates de tipo C se caracterizan por presentar perfiles más planos, en los que FeO y MgO tienen comportamientos opuestos. Hacia el borde del cristal puede haber enriquecimiento en CaO y en su parte más externa suele haber enriquecimiento en MnO y FeO con descenso de CaO y MgO. Son los granates más representativos de las zonas de alto grado. Los granates de tipo B se encuentran estructuralmente entre ambos tipos y se caracterizan por presentar hacia el borde del cristal fuertes descensos en FeO y MgO, acoplados a fuertes incrementos en MnO, al tiempo que exhiben perfiles planos para el CaO.

Granates tipo A

Corresponden a los granates de la zona metamórfica M_1 del granate, M_1 - M_2 de la estauroлита (1), los granates del techo de la zona M_2 de la sillimanita (1) y algunos de los granates de muestras del muro de la zona M_2 de la sillimanita (1). Las composiciones de los granates de este tipo analizados se encuentran recogidas en la Tabla 5a.

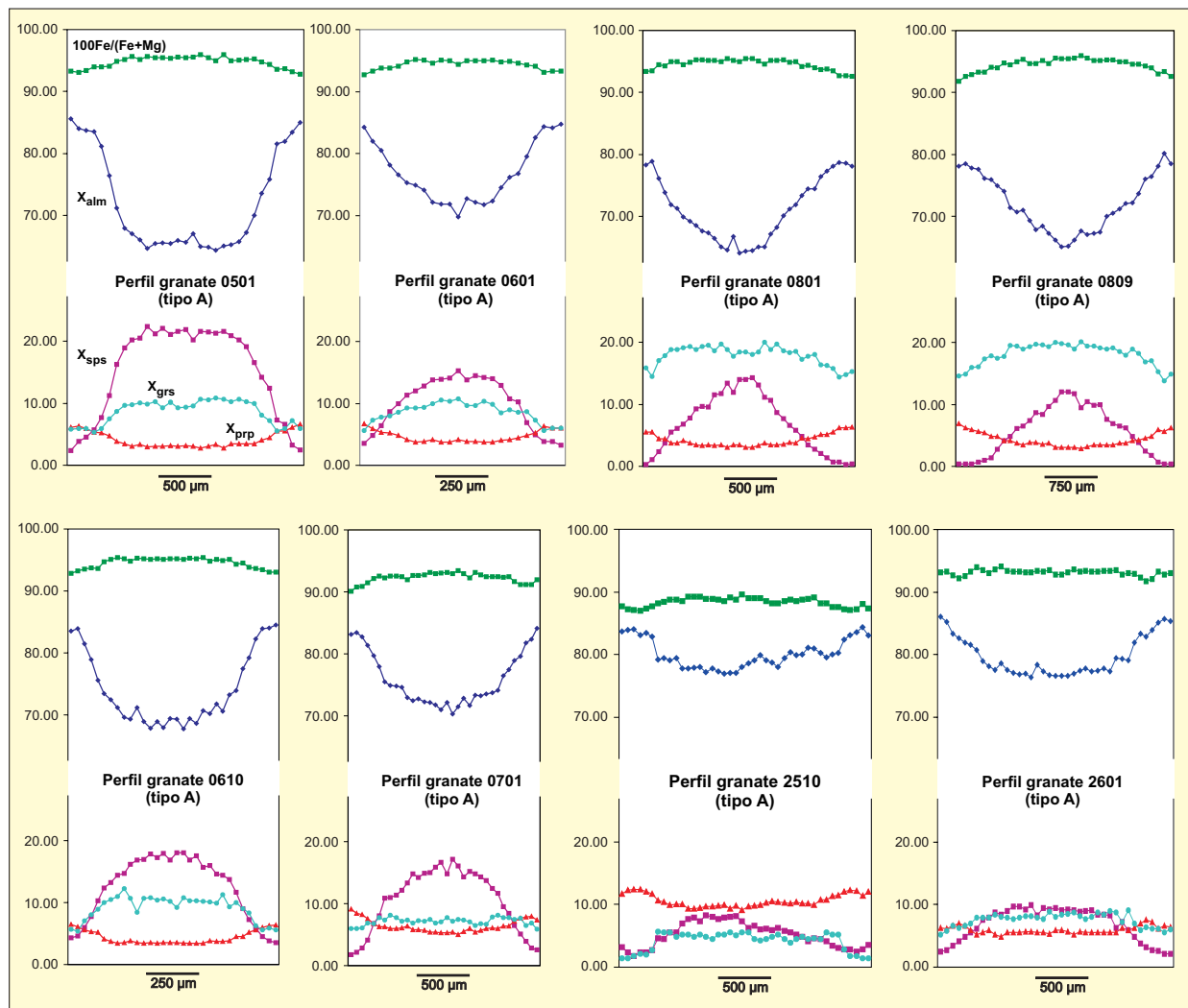


Figura 28: Perfiles químicos de granates tipo A de pelitas y semipelitas de la zona metamórfica del granate.

Los granates tipo A de la zona M_1 del granate (Figura 28) son ricos en almandino, con valores comprendidos entre 64.41 y 85.62%, con contenidos moderados en espesartina (0.34–22.44%) y grosularia (5.38–20.07%) y más pobres en molécula de piropo (2.74–9.12%). Los granates tipo A de la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1) (Figura 29) son algo más ricos en almandino (65.85–87.59%) y piropo (3.72–13.73%), y algo más pobres en espesartina (0.34–17.77%) y grosularia (1.06–14.97) que los de la zona del granate. Los granates tipo A de la zona M_2 de la sillimanita (1), (granates 1512, 1610, 1701, 1711 y 1801 de la Figura 30) presentan valores intermedios de X_{alm} (65.64–81.36%), X_{sps} (0.34–16.84%) y X_{grs} (4.75–19.26%), y más extremos de X_{prp} (2.35–16.05%).

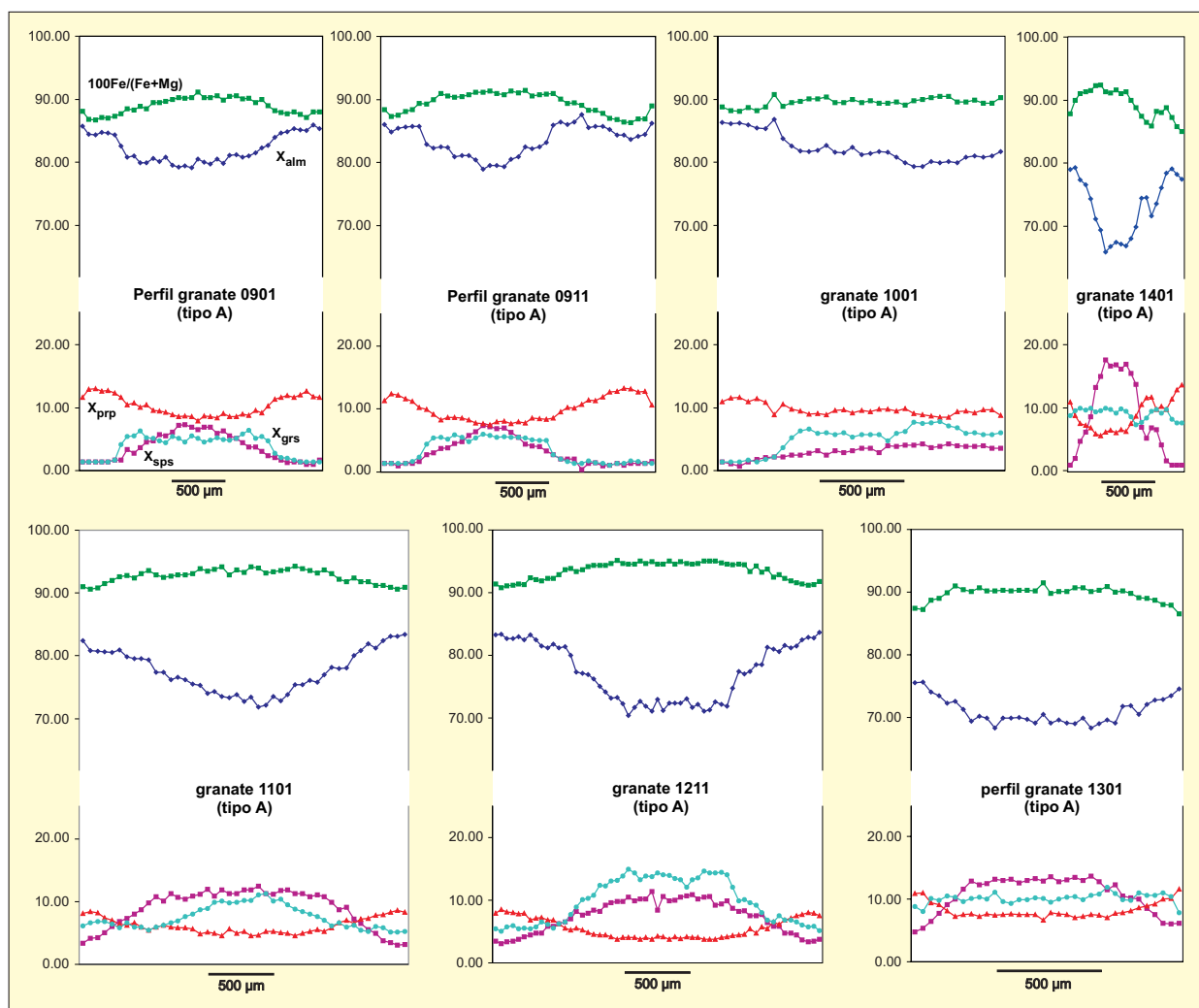


Figura 29: Perfiles químicos de granates tipo A de pelitas y semipelitas de la zona metamórfica de la estaurolita (1).

Se trata, pues, de granates de metapelitas característicos del metamorfismo en condiciones de presiones medias a altas y temperaturas también medias. Los zonados en X_{sps} y en X_{alm} muestran perfiles en forma de campana de Gauss y de campana de Gauss invertida, respectivamente, que indican un zonado normal por crecimiento en condiciones progradas. El perfil de X_{prp} forma también una campana de Gauss invertida, pero mucho más laxa, incluso con un fondo plano central en algunos casos. La relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ queda muy similar, pero invertida, al patrón de zonado de X_{prp} . El contenido en X_{grs} dibuja aproximadamente una campana de Gauss aplanada, pero en detalle, y en algunos granates sobre todo (granates 0801 y 0610 de la Figura 28, granate 0901 de la Figura 29 y granates 1701 y 1711 de la Figura 30), se puede apreciar un núcleo más pobre en CaO , seguido por un anillo más rico en grosularia, una caída en su contenido y, a veces, un pequeño incremento en su borde. Como característica particular, algunos granates tipo A de la zona de sillimanita (1) muestran en sus bordes fuertes incrementos en MnO y descensos correlativos en MgO debidos a difusión en volumen en condiciones retrógradas. El reajuste por difusión parece no afectar a los contenidos en FeO y CaO .

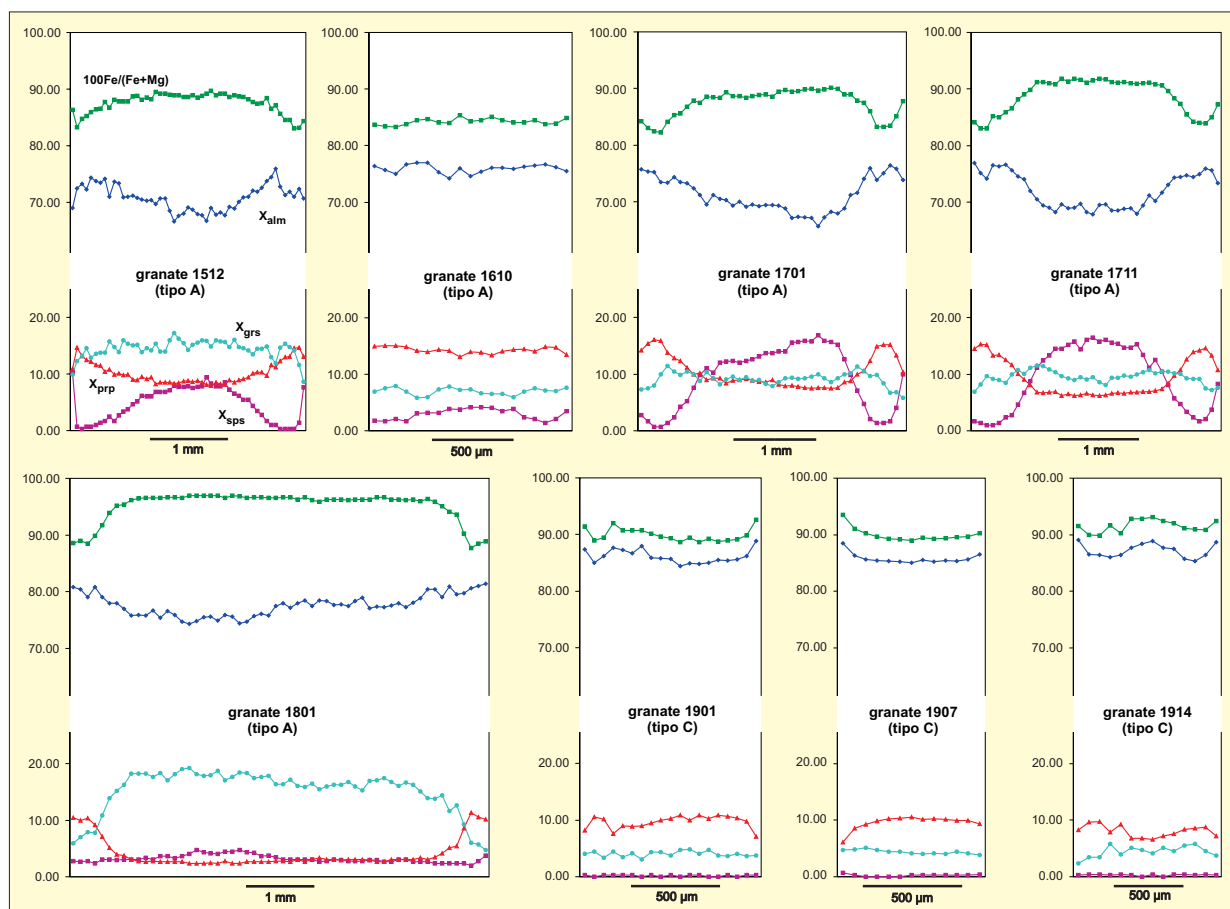


Figura 30: Perfiles químicos de granates tipo A y tipo C de pelitas y semipelitas de la zona metamórfica de la sillimanita (1).

Quizá el perfil de zonado químico tipo A más característico de los analizados corresponda a un granate de una anfibolita de la zona metamórfica M_1 del granate (Fig. 31), que muestra las siguientes características: zonado normal de crecimiento, con un patrón en campana de Gauss del contenido en espesartina que disminuye desde un 37.97% en el centro del cristal y, muy abruptamente en sus bordes, hasta un 3.96%. La evolución del contenido en molécula de almandino experimenta un comportamiento inverso, con mínimos iniciales del 27.40% que en sus bordes llega al 58.63%. El contenido en piropo describe una amplia meseta central, con valores entre 1.36 y 1.75%, que hacia los bordes se eleva hasta valores del 7.19%; en las últimas micras la elevación sufre una pequeña inflexión para continuar subiendo. Como consecuencia, la relación $100\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ describe una relativa meseta central, entre 94.19 y 95.96, que hacia los bordes del granate desciende bruscamente e incluye una pequeña subida intermedia. Tomando estas relaciones como indicadores de la evolución de la temperatura durante el crecimiento del granate, éste parece crecer en un régimen progrado, primero muy rápidamente y después más despacio y/o bajo un gradiente de temperatura mayor, incluyendo posiblemente un pequeño episodio retrógrado cerca del final de su crecimiento. El zonado del calcio, que es más sensible a la influencia de la presión, muestra en conjunto una tendencia a la elevación, desde un 32.88% de contenido en grosularia en su centro, hasta un 37.54% cerca del

borde. En las últimas micras de granate el contenido en CaO desciende y se desploma hasta valores del 27.68%, para experimentar una pequeña subida al final.

El zonado de tipo A se podría interpretar como correspondiente a un crecimiento inicial progrado a presión creciente (D_1), seguido por descompresión acompañada de un calentamiento probablemente muy fuerte (D_2 inicial). Después, habría una pequeña represurización que puede ir acompañada de un pequeño enfriamiento y/o calentamiento final, que podríamos relacionar con pulsos contractivos intra- D_2 , previos a la descompresión acompañada de enfriamiento que inhibe el crecimiento de granate y que en zonas profundas, de enfriamiento más lento, puede dar lugar a procesos de difusión en volumen.

Granates tipo B

Bajo esta denominación agrupamos algunos granates de muestras de esquistos y paragneises situados a techo de la zona metamórfica de sillimanita + Kfs, al N de Buitrago del Lozoya. Sus composiciones se encuentran recogidas en la Tabla 5b. Se caracterizan por presentar zonados según patrones complejos (granates 2301, 2305, 2401 y 2406 de la Figura 32), el más evidente de los cuales es un zonado retrógrado por difusión desde sus bordes. La formación de zonados retrógrados por difusión en los bordes de los granates también afecta tanto a algunos granates de tipo A (de la zona de sillimanita (1)), como a algunos granates del tercer tipo (tipo C) de la zona de sillimanita + Kfs, pero con menor intensidad. En los perfiles más completos se advierte una zona central de perfil plano para FeO, MnO y MgO. Este centro plano queda limitado por abruptos descensos en X_{sps} e incrementos en X_{alm} y sobre todo en X_{prp} . Interpretamos la parte plana inicial del perfil como producto de un crecimiento inicial muy rápido, en condiciones de P-T-X prácticamente constantes (tal vez al final de D_1 o al comienzo de D_2). La meseta plana central acaba abruptamente en lo que parece ser un periodo de no crecimiento, probablemente relacionado con una trayectoria descompresiva y retrógrada de las rocas (D_2). Desechamos la posibilidad de que el área plana central sea el resultado de un proceso de homogeneización a alta temperatura debido a sus contenidos relativamente altos en X_{sps} (que indican temperaturas no muy altas). Después sigue un descenso en X_{sps} y en la relación $Fe/(Fe+Mg)$ que interpretamos como de crecimiento normal a temperatura creciente, acompañado por un moderado incremento en X_{grs} . Por último, hay un fuerte incremento en X_{sps} y descenso en X_{alm} y X_{prp} por difusión en condiciones retrógradas. El resultado es un perfil en doble campana de Gauss para X_{alm} y X_{prp} , o en doble campana de Gauss invertida

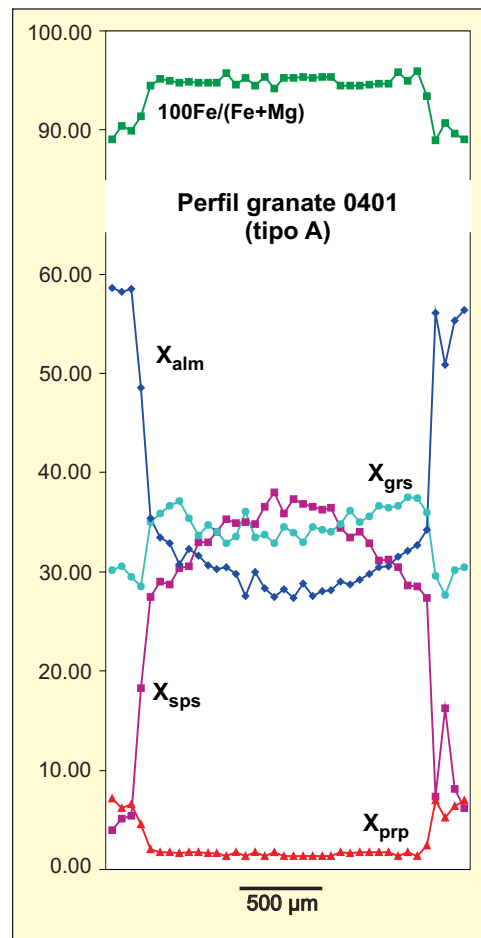


Figura 31: Perfil químico de un granate tipo A de una anfibolita de la zona metamórfica del granate.

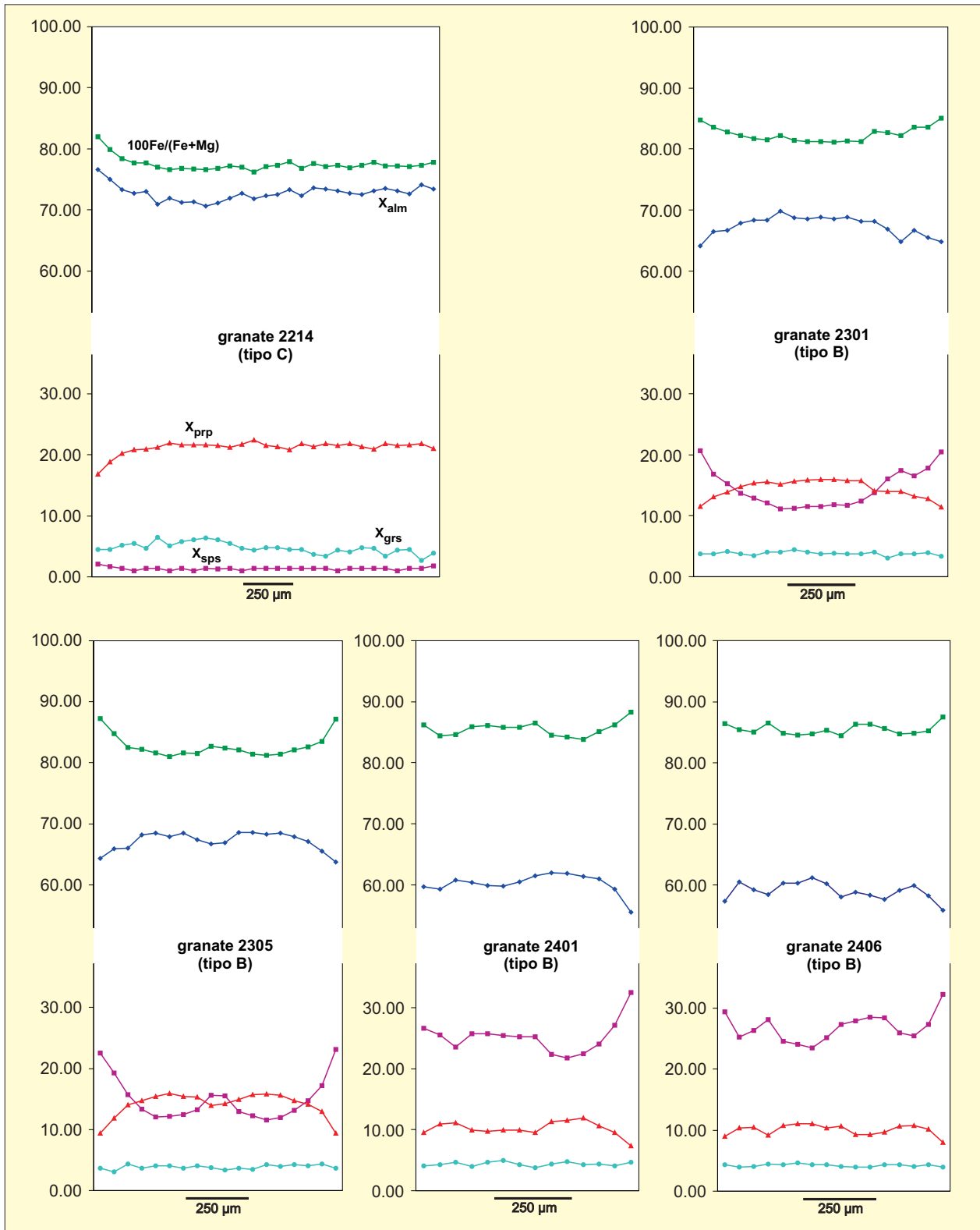


Figura 32: Perfiles químicos de granates tipo B y tipo C de pelitas y semipelitas de la zona metamórfica de la sillimanita + Kfs.

para X_{sps} y $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, frecuentemente con un área plana entre ambas campanas. Ambas pueden convertirse en una única campana por coalescencia de la difusión en volumen retrógrada desde los bordes opuestos del cristal (granate 2301).

Los granates de tipo B presentan valores relativamente bajos en X_{alm} (55.81–69.80%), especialmente en los bordes reequilibrados, mientras que los valores del centro de los cristales serían equiparables a los de los centros de los tipo A. Paralelamente, los contenidos en MnO son bastante altos en los bordes ($X_{\text{sps}} \text{ máx} = 32.44\%$), mientras que los centros presentan valores dentro del rango de los centros de los granates tipo A ($X_{\text{sps}} \text{ mín} = 11.07\%$). El contenido en piropro es similar al de los tipo A en sus valores máximos ($X_{\text{prp}} = 15.93\%$), en el centro de los granates, pero se mantiene bastante alto en sus bordes, donde los valores mínimos, a pesar del empobrecimiento por difusión, son superiores a $X_{\text{prp}} = 7.36\%$ y superiores al de los bordes de los granates tipo A. Los contenidos y el zonado en X_{grs} son también diferentes respecto a los de los granates de tipo A y más propios de los granates de tipo C. Muestran perfiles bastante planos, con valores de X_{grs} bastante bajos, comprendidos entre 3.04 y 4.95% aunque no parecen afectados por la difusión en volumen retrógrada, ni experimentan subidas del CaO cerca del borde. En conjunto, parecen tener características intermedias entre los tipo A y los tipo C, más una fuerte superposición retrógrada que parece ligada al techo estructural del bloque catazonal, por debajo de la banda principal de cizallamiento dúctil sin- D_2 y que puede estar ligado al enfriamiento del bloque de muro al final de la evolución de dicha cizalla.

Granates tipo C

Después del tipo A, el tipo C es el segundo tipo quemográfico de granates mejor representado en el área de estudio y se caracterizan por presentar perfiles generalmente bastante planos para todos los elementos y por un comportamiento antagónico de los zonados en FeO y en MgO. Las composiciones de los granates de este tipo analizados se encuentran recogidas en la Tabla 5c. Se encuentran granates con este patrón de zonado químico en la zona de sillimanita (1) (granates 1901, 1907 y 1914 de la Figura 30) y en los niveles estructuralmente más bajos de la zona de sillimanita + Kfs (granates 2214 de la Figura 30 y 2101, 2109, 2113, 2201 y 2205 de la Figura 33).

Las composiciones de los granates tipo C de la zona de sillimanita (1) se caracterizan por presentar contenidos muy bajos en MnO ($X_{\text{sps}} = 0.00\text{--}0.68\%$) y en CaO ($X_{\text{grs}} = 3.10\text{--}5.13\%$), relativamente bajos en MgO ($X_{\text{prp}} = 6.10\text{--}10.35\%$) y altos en FeO ($X_{\text{alm}} = 84.41\text{--}88.85\%$). Los granates tipo C de la zona de sillimanita + Kfs son también pobres en MnO y CaO ($X_{\text{sps}} = 0.67\text{--}6.19\%$; $X_{\text{grs}} = 2.40\text{--}8.70\%$), pero son ricos en MgO ($X_{\text{prp}} = 4.42\text{--}22.45\%$), además de en FeO ($X_{\text{alm}} = 70.41\text{--}87.24\%$). El granate 2201 presenta un área central zonada, con fuerte descenso hacia los bordes en X_{alm} y ligeramente en X_{sps} , y fuerte incremento en X_{prp} , lo que se traduce en una fuerte bajada en la relación $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$. Algo más hacia el borde se produce una elevación en X_{grs} (incremento de presión), y en las últimas micras de granate se aprecia un incremento en MnO y FeO, acompañado por descenso en MgO y CaO por difusión retrógrada. Interpretamos que los granates de tipo C han sufrido un proceso de homogeneización a alta temperatura ($\geq 650^\circ\text{C}$) que ha borrado su zonado de crecimiento inicial,

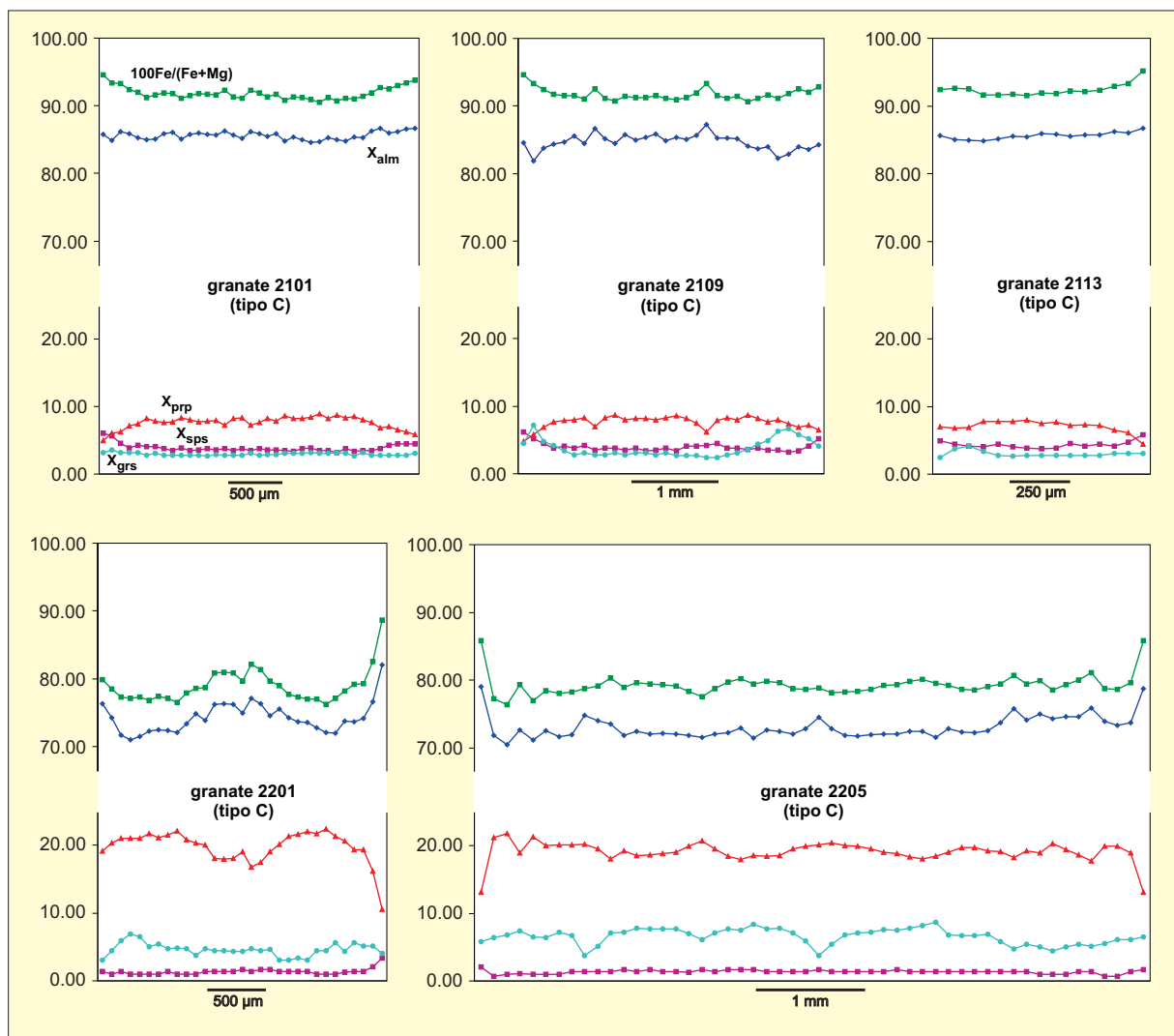


Figura 33: Perfiles químicos de granates tipo C de pelitas y semipelitas de la zona metamórfica de la sillimanita + Kfs.

para después experimentar una breve presurización, previa a la descompresión y enfriamiento final, todo probablemente durante D₂.

En cuanto a la relación entre tipos texturales y tipos químicos, los granates químicos de los tipos B y C analizados corresponden únicamente a distintos subtipos de porfidoblastos del tipo 1 textural (granates sin fábrica interna definida). Únicamente los granates del tipo A incluyen, aparte de una mayoría de cristales del tipo 1, porfidoblastos de los tipos 2 y 4 (granates con fábricas internas simples), y porfidoblastos del tipo 3 (granates con fábricas internas complejas). Parece deducirse que únicamente los granates tipo A pueden preservar historias microestructurales antiguas o complejas, mientras que en los granates B y C, característicos de las zonas estructuralmente más profundas y que han experimentado con intensidad los eventos metamórficos más jóvenes, no aparecen, probablemente borradas por la recristalización de los blastos que dio lugar a los procesos de homogeneización observados.

En resumen, los granates de las zonas estructuralmente más someras (granates tipo A) parecen registrar parte de la historia de engrosamiento sin- D_1 , que los granates de zonas más profundas (tipos B y C) no preservan. La evolución posterior sin- D_2 inicial de los granates tipo A parece indicar un lento y continuado calentamiento con descompresión, seguido por pulsos de engrosamiento (cabalgamientos) y el paso a condiciones fuera de la estabilidad de granate, por descompresión isoterma a retrógrada. Los granates del tipo B, en cambio, parecen mostrar un calentamiento tardío, que los demás granates no registran, y una fuerte retrogradación. Esta retrogradación podría estar ligada al adelgazamiento extensional sin- D_2 del bloque estructural suprayacente, o a un accidente extensional posterior (la Falla de Madarcos-Gandullas, D_4 extensional), toda vez que los modelos teóricos sobre las perturbaciones en las isotermas que pueden producir los despegues extensionales predicen enfriamiento en el techo del bloque de muro, sincrónico al calentamiento en el muro del bloque superior. Los granates del tipo C han borrado su historia progradada por homogeneización, pero muestran una presurización muy tardía que podría estar ligada a la superposición de los cabalgamientos tardíos (sin- D_2 final).

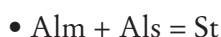
Los granates de metasedimentos del macizo varisco de Cerdeña presentan zonados químicos muy similares. El basamento varisco de Cerdeña también se caracteriza por presentar un nivel estructural somero con una zonación Barroviense muy bien representada y un nivel más profundo con metamorfismo de alto grado y baja presión (Franceschelli et al., 1982a; Elter et al., 1986), en el que al igual que en el Guadarrama, aparecen rocas retroeclogíticas. Entre ambos niveles se sitúa una zona de intenso cizallamiento relacionada con una segunda fase de deformación, que adelgaza las zonas de la estaurolita, de la distena y, sobre todo, la primera zona de la sillimanita. La edad del final de esta segunda fase de deformación se sitúa entre los 320 y los 315 Ma. Los granates de las zonas de mayor grado metamórfico presentan perfiles químicos planos, similares a los de nuestro tipo C, mientras que los de las zonas del granate, de la estaurolita y los blastos texturalmente más antiguos de la zona de la distena, presentan zonados químicos muy similares a nuestro tipo A, e igualmente son los granates de las zonas más someras (techo de la zona del granate) los que en su zonado de crecimiento mejor preservan incrementos de centro a borde en X_{grs} (Franceschelli et al., 1982b), relacionables con el principal proceso de engrosamiento (D_1).

Estaurolitas

Se analizaron un total de 43 puntos en 14 cristales de estaurolita de los tipos texturales 1b, 1c, 1d, 1e y 2a, pertenecientes a las zonas metamórficas de la estaurolita (1) y de la sillimanita (1). Las fórmulas estructurales se calcularon a 48 oxígenos. El contenido en el catión férrico fue estimado mediante el método de Holdaway et al. (1991), que establece, para estaurolitas coexistiendo con ilmenita (condiciones reductoras), un 3.5% de su contenido en Fe_{tot} como Fe^{3+} . Se trata en todos los casos de ferro-estaurolitas algo ricas en Mg y con bajos contenidos en Mn (Tabla 6). Sus relaciones $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ se sitúan entre 0.779 y 0.922, correspondiendo los términos más ferrosos a muestras del techo de la zona de la estaurolita (1) y los términos más magnesianos a muestras del techo de la zona de sillimanita

(1), lo que se puede groseramente correlacionar con un incremento relativo de Mg frente a Fe_{tot} con el grado metamórfico.

En los diagramas de las Figuras 34 y 35 se observa, además, una cierta pauta de enriquecimiento en Ti y en Mn con el grado metamórfico. Ambos patrones deben estar relacionados con la progresiva desaparición de biotita y con la desestabilización del granate, respectivamente. Los cristales del tipo 2a, que en este caso corresponden a muestras del muro de la zona M_2 de sillimanita (1), presentan contenidos en Ti elevados, similares a los de estaurolitas tipo 1 de la misma zona, pero muestran contenidos bajos en Mn y relaciones $Fe/(Fe+Mg)$ altas, similares a las estaurolitas tipo 1 del techo de la zona de la estaurolita (1). Los altos contenidos en Fe de las estaurolitas de tipo 2 pueden estar en relación con la descomposición retrógrada del granate almandino según la reacción KFASH:



Las rocas de la zona M_2 de la sillimanita atravesarían esta reacción en su trayectoria retrógrada.

En cuanto a la evolución mineraloquímica individual de los cristales, éstos muestran pautas generales de incremento de centro a borde de la relación $Fe/(Fe+Mg)$ en los contactos con cristales de biotita y sobre todo de cloritoide, pero la relación baja hacia los contactos de grano con porfidoblastos de granate, consecuencia de la fraccionación Fe-Mg entre estaurolita y granate.

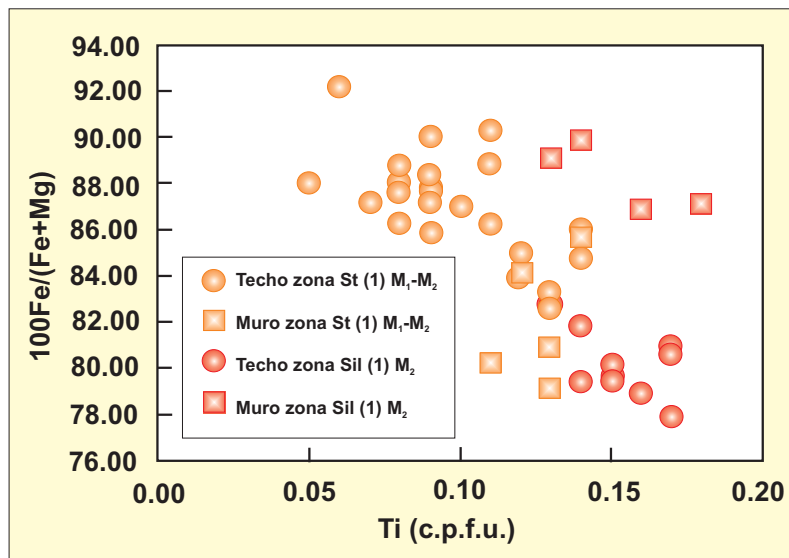


Figura 34: Diagrama de variación $100Fe/(Fe+Mg)$ -Ti para las estaurolitas analizadas.

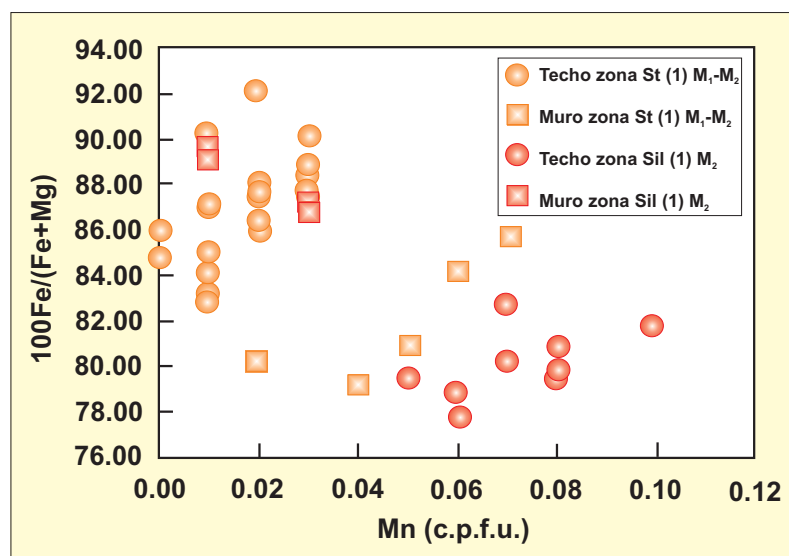


Figura 35: Diagrama de variación $100Fe/(Fe+Mg)$ -Mn para las estaurolitas analizadas.

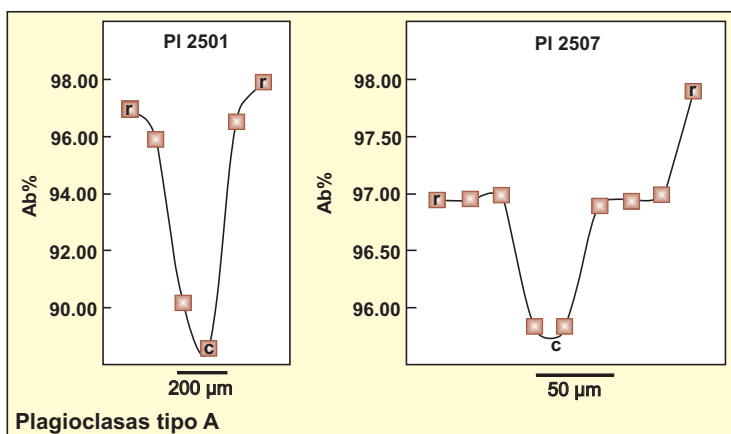
Plagioclasas

Se realizaron un total de 158 análisis de plagioclasas pertenecientes a las zonas del granate, estauroлита (1), sillimanita (1) y sillimanita + Kfs. Las fórmulas estructurales fueron calculadas a 8 oxígenos y los resultados quedan recogidos en la Tabla 7. Las composiciones de las plagioclasas de la zona del granate van desde albitas casi puras a oligoclasas ácidas (An_{2-14}). Las de la zona de la estauroлита son oligoclasas (An_{17-21}), salvo algunos cristales muy albiticos (An_{0-1}) que probablemente representan composiciones en desequilibrio en esa zona metamórfica. En la zona de la sillimanita (1) las composiciones son de An_{6-24} en su techo y de An_{14-24} en su muro. Las plagioclasas de la zona de sillimanita + Kfs presentan composiciones de An_{16-26} en su techo y de An_{13-27} en su muro. Las proporciones de ortosa siempre se mantienen bajas, entre 0 y 1%, llegando excepcionalmente al 3% o al 9%. En conjunto, las composiciones de las plagioclasas se van haciendo ligeramente más anortíticas con el grado metamórfico de las zonas M_1 - M_2 , indicando un cierto aumento de la temperatura según un gradiente que es progresivamente menos acusado con la profundidad y el grado metamórfico. Así, es significativo el incremento en el contenido en CaO entre las plagioclasas de la zona del granate y de la estauroлита (1), pero resulta más suave entre las plagioclasas de la primera zona de la sillimanita o zona de la sillimanita (1) y las plagioclasas de la segunda zona de la sillimanita o zona de la sillimanita + Kfs.

Los cristales aparecen fuertemente zonados, siguiendo pautas bien diferentes según pertenezcan al techo o al muro de la zona de cizallamiento dúctil de D_2 . Visualizando los perfiles realizados en distintos blastos, se pueden sistematizar tres tipos quemográficos principales de plagioclasas, cuya distribución es función de las zonas metamórficas M_1 y M_2 .

Plagioclasea tipo A

Los cristales de la zona del granate presentan zonados normales, con núcleos más ricos en CaO y bordes más ricos en Na_2O , describiendo patrones en forma de campana de Gauss invertida para el contenido en Ab% (Figura 36). En principio, este patrón podría estar relacionado con la incorporación del escaso CaO del reservorio pelítico tanto al granate como a la misma plagioclasea que crece de D_1 a D_2 , o bien deberse a difusión en volumen durante el enfriamiento sin- D_2 del techo de la ZCB.



Plagioclasa tipo B

En la zona de la estauroлита (1), el perfil de un cristal de plagioclasa (Figura 37, izquierda) muestra un patrón completamente opuesto, con un núcleo muy rico en Na_2O y bordes con un contenido en CaO algo mayor. Interpretamos que este crecimiento en molécula de anortita se debe a una blastesis en condiciones progradas, bien durante la presurización de D_1 o bien durante el principio de D_2 . Un perfil similar muestra un cristal analizado de una plagioclasa de la zona de la sillimanita (1) (Figura 37, derecha).

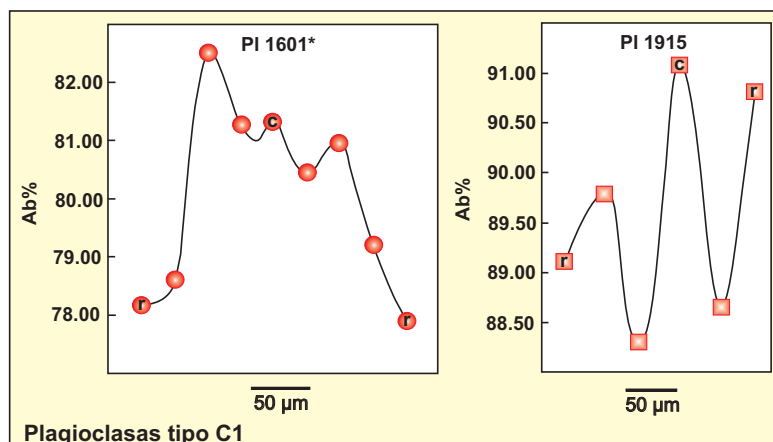


Figura 37: Perfiles químicos de plagioclasas tipo B de pelitas y semipelitas de las zonas metamórficas de la estauroлита (1) y de la sillimanita (1), ambas de muestras cercanas al muro de su zona; (c = centro; r = borde).

Plagioclasa tipo C

El resto de plagioclasas de la zona de la sillimanita (1) suelen presentar perfiles químicos complejos. En los casos más completos, tipo C1, los cristales muestran un enriquecimiento inicial en CaO , seguido por un incremento en el contenido en molécula de Ab y por fin una acusada bajada en el contenido en Na_2O que se horizontaliza en las últimas micras del borde del cristal (Figura 38). Estos perfiles pueden interpretarse como respuesta al crecimiento de los cristales durante tres episodios de la trayectoria de las rocas:

una primera rama prograda (D_1 o D_2 inicial), seguida por una segunda rama retrógrada (D_2 final) y un calentamiento final (D_3 a D_4 inicial). Otros cristales, tipo C2, únicamente muestran el descenso inicial en albita seguido por el fuerte incremento en Na_2O , faltando la parte final de enriquecimiento en anortita (Figura 39). Esta pauta del tipo C2 es también frecuente en las plagioclasas de la zona metamórfica de sillimanita + Kfs. El tipo C3 (Figura 40), presente en ambas zonas metamórficas, agrupa

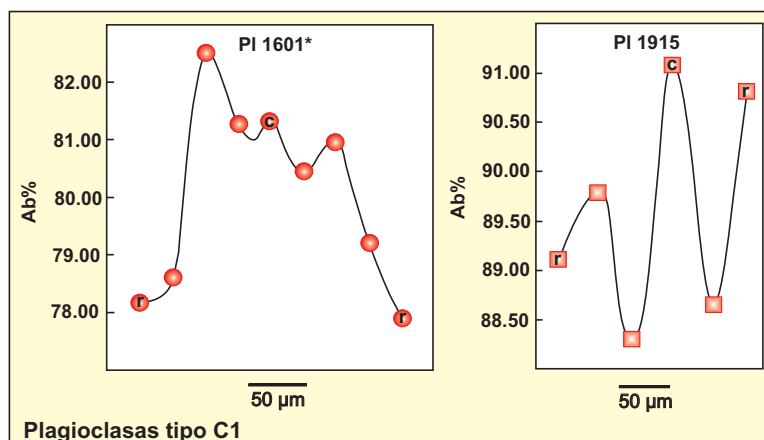


Figura 38: Perfiles químicos de plagioclasas tipo C1 de pelitas y semipelitas de la zona metamórfica de la estauroлита (1). Círculos, techo y cuadrados, muro de la zona; (c = centro; r = borde).

cristales cuyos centros registran únicamente incrementos iniciales en albita que después se convierten en un aumento en el contenido en calcio hacia los bordes de los cristales, bien porque el perfil no llega a atravesar el núcleo más interno del cristal o bien porque su blastesis se inicie algo más tarde.

En resumen, dentro de la zona de cizalla de segunda fase de Berzosa, pueden distinguirse tres batozonas, en función de los zonados de las plagioclasas: una zona más superficial, coincidente con la zona M_1 del granate, en la que las plagioclasas presentan zonados simples de incremento continuo en Ab (tipo A); una zona intermedia, aproximadamente equivalente a la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1), en la que los zonados responden a un incremento más o menos continuo en An (tipo B) y una amplia zona profunda, coincidente al menos con las zonas M_2 de sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs en la que los zonados son complejos (tipo C) y que, en los casos más completos, registran un incremento inicial en An, seguido de aumento en molécula de Ab y otra elevación final del contenido en An.

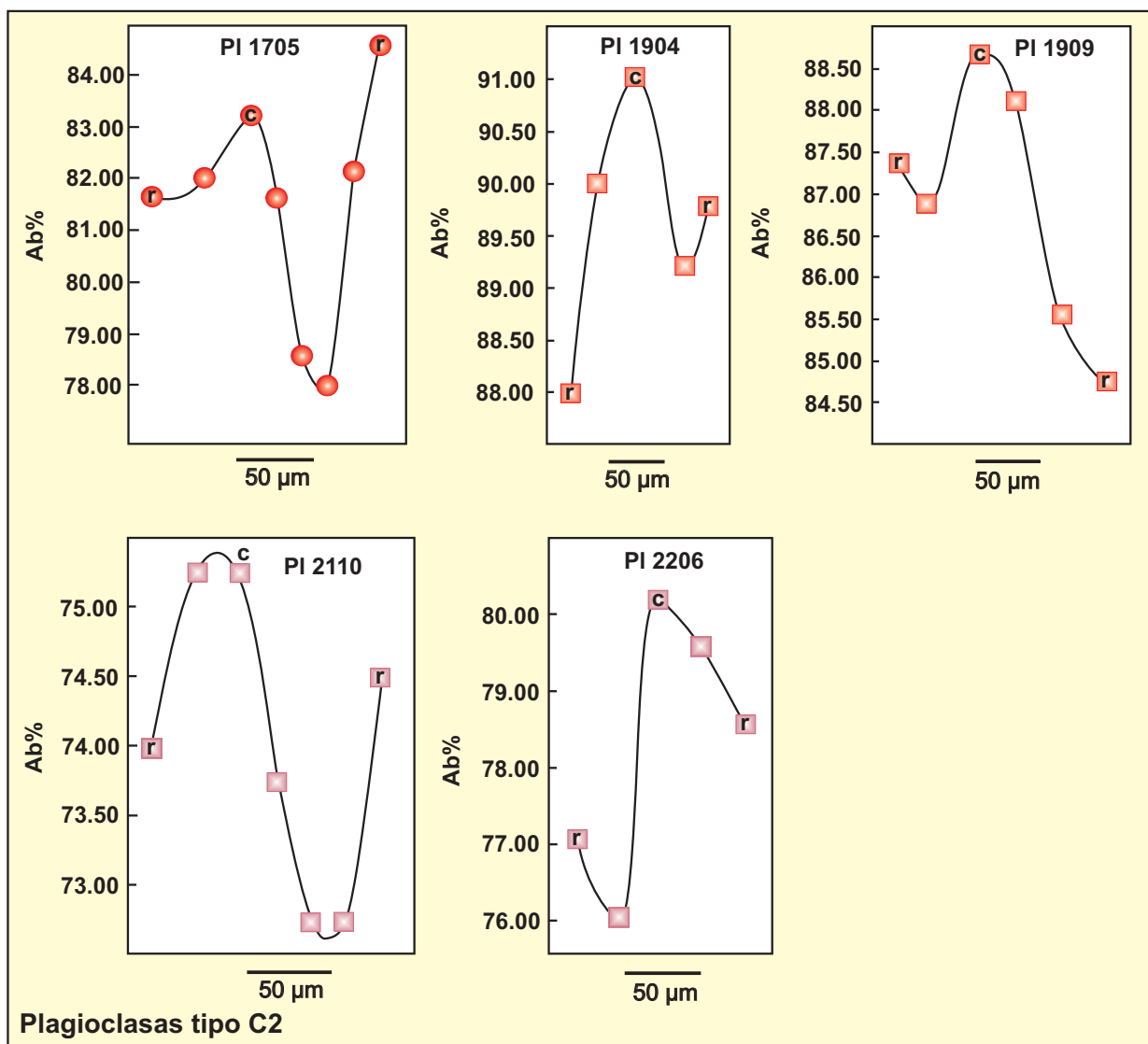


Figura 39: Perfiles químicos de plagioclasas tipo C2 de pelitas y semipelitas de las zonas metamórficas de la sillimanita (1) y de la sillimanita + Kfs. Círculos, techo y cuadrados, muro de cada zona; (c = centro; r = borde).

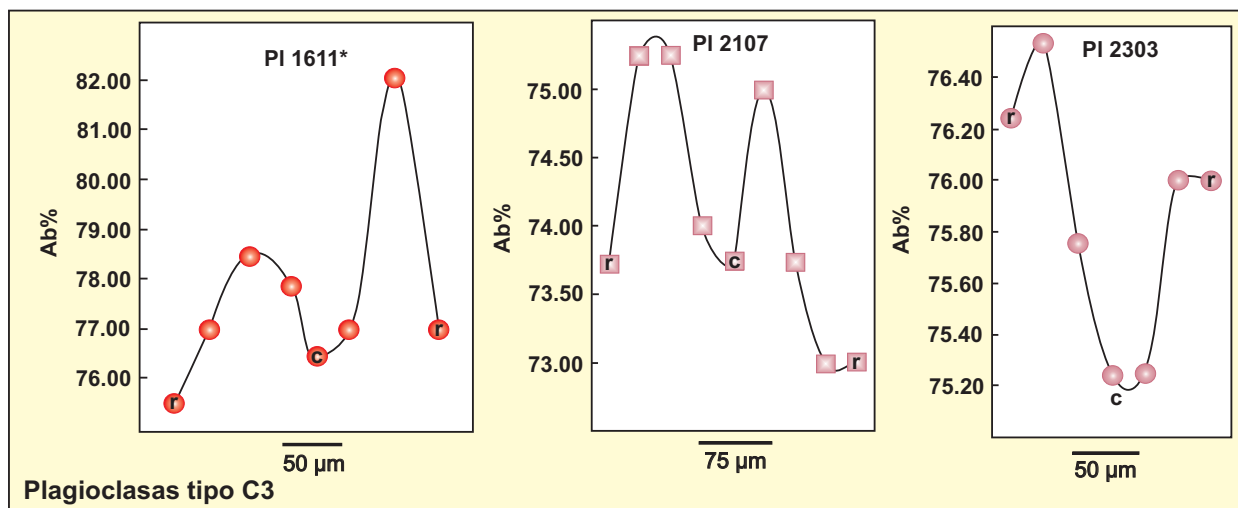


Figura 40: Perfiles químicos de plagioclasas tipo C3 de pelitas y semipelitas de las zonas metamórficas de la sillimanita (1) y de la sillimanita + Kfs. Círculos, techo y cuadrados, muro de la zona; (c = centro; r = borde).

Las diferentes pautas podrían explicarse por la dinámica de la zona de cizalla de D_2 y la evolución tectonometamórfica general del área. Las plagioclasas tipo C, más profundas, registran parte de la trayectoria progradada de las rocas estructuralmente más profundas, desarrollada a temperaturas importantes y más larga en el tiempo que la de las rocas más superficiales; el enfriamiento subsiguiente a la extensión de la zona de cizalla a niveles más someros y el calentamiento final ligado al reapretamiento de D_3 y el equilibrio térmico del domo. Las plagioclasas tipo B parecen mostrar condiciones progradadas continuas, desde D_1 o el inicio de D_2 hasta tal vez D_3 . En principio esto indicaría un enfriamiento rápido, sin desarrollo, o el borrado por difusión en volumen durante D_3 de las posibles ramas de enriquecimiento en albita de los zonados. Las plagioclasas del tipo A registran únicamente ese enfriamiento, indicando que el calentamiento debió ser rápido y el enfriamiento llevarse a cabo durante más tiempo, debido a su posición más superficial, al tiempo que no parecen afectadas por el último calentamiento sin- D_3 .

Turmalinas

Se analizaron 24 turmalinas de 9 muestras de las zonas M_1 de la biotita y del granate, de la zona M_1 - M_2 de la estaurolita, y de las zonas M_2 de la sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs. Sus fórmulas estructurales se calcularon a 12.5 oxígenos (ver Tabla 8), con $Fe_{tot} = Fe^{2+}$.

Proyectadas en el diagrama de Henry y Guidotti (1985) de la Figura 41, muestran ser individuos de la serie chorlo- dravita. La distribución de los análisis por zonas no coincide con la división por campos establecida para turmalinas de metapelitas y metapsamitas que coexisten con una fase saturada en Al (campo 4) o sin presencia de fase saturada en Al (campo 5), ya que el contenido en Al de las turmalinas parece ser independiente de la presencia, o no, en las rocas, de una fase saturada en Al. Sin embargo, sí que muestran una polaridad más rica en Fe_{tot} para las turmalinas de rocas

de las zonas del granate y de la estauroлита (1) -sin fase aluminica- y más magnesiana para las turmalinas de muestras de las zonas metamórficas de sillimanita (1) y sillimanita + Kfs, coexistentes con una fase saturada en Al; es decir, que parece existir una correlación positiva entre grado metamórfico y contenido en Mg frente a Fe_{tot} .

En el diagrama de la Figura 42 se han representado los análisis por zonas metamórficas, con indicación de centro (c) y borde (r), o de cristales incluidos en otros porfidoblastos (*). La variación de los valores de $Fe/(Fe+Mg)$ según zonas metamórficas parece indicar, como veíamos, un incremento en magnesio frente a hierro con el grado metamórfico. Sin embargo, la variación dentro de cada cristal muestra frecuentes patrones de enriquecimiento centro-borde (aunque también los hay inversos, o se muestran muy complejos cuando existen puntos de análisis suficientes en cristales zonados), lo que parece implicar que buena parte de los cristales crecen a lo largo de una trayectoria de enfriamiento de las rocas.

La distribución del contenido en Na_2O parece discriminar un grupo de análisis correspondientes a turmalinas de las zonas de la biotita, granate, estauroлита (1) y sillimanita (1) incluidas en granate o estauroлита (salvo una de ellas), que muestran contenidos inferiores a 0.5% en peso de Na_2O , de otro grupo de análisis de turmalinas de las zonas de sillimanita (1) y sillimanita + Kfs, que presentan valores superiores a 1.5% de Na_2O . Parece existir un hueco o *gap* composicional que hace que, a partir de alcanzarse las condiciones de estabilidad de distena o de sillimanita, las turmalinas que se forman sean claramente más ricas en Na que las

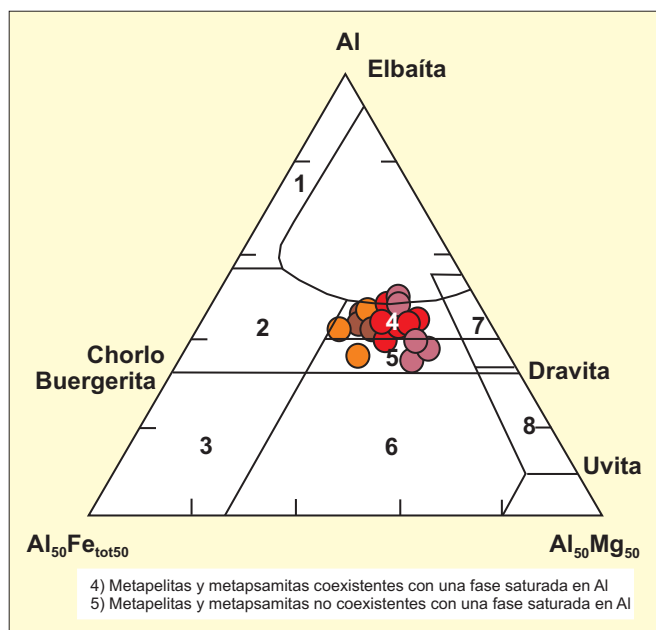


Figura 41: Diagrama de clasificación de turmalinas de Henry y Guidotti (1985), con proyección de los cristales analizados. En marrón, zona del granate; en naranja, zona de la estauroлита (1); en rojo, zona de la sillimanita (1); en rojo oscuro, zona de la sillimanita + Kfs.

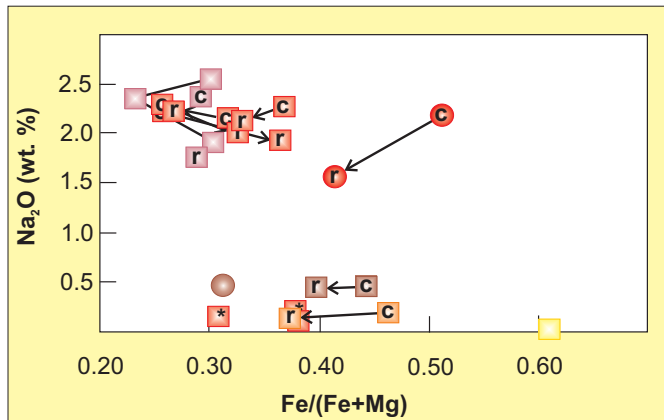


Figura 42: Diagrama de variación $Fe/(Fe+Mg)$ - Na_2O para las turmalinas analizadas. Círculos y cuadrados marrones, composiciones del techo y del muro de la zona del granate, respectivamente; cuadrados naranjas, zona de la estauroлита (1); círculos y cuadrados rojos, techo y muro de la zona de la sillimanita (1), respectivamente; cuadrados rojo oscuro, zona de la sillimanita + Kfs; (c = centro; r = borde; * = inclusiones en estauroлитas de tipo 1).

turmalinas formadas a menor grado metamórfico. En cuanto a la evolución en cada cristal, los centros suelen ser más sódicos que las composiciones de borde. Todo ello parece relacionar los bajos contenidos en Na con menores temperaturas de cristalización de las turmalinas.

Óxidos de Fe-Ti

Se analizaron 48 óxidos de muestras de las zonas metamórficas del granate, estaurolita (1), sillimanita (1) y sillimanita + Kfs.

Ilmenitas

La fórmula molecular de las 27 ilmenitas, así como su contenido en el catión férrico fueron calculados según Rumble (1973). Sólo algunos cristales de la zona del granate presentan contenidos mínimos en hematites (hasta 6.38%), como puede observarse en el diagrama de la Figura 43. Esto es correlacionable con una mayor fugacidad de O_2 a menor grado metamórfico. El resto de cristales, tanto de la zona del granate, como de las zonas de la estaurolita (1) y de la sillimanita (1) son ilmenitas bastante puras, con contenidos normativos en rutilo de solamente hasta un 12.50% (Tabla 9). Los contenidos en pirofanita ($MnTiO_3$) son también bajos, llegando al 4.17%.

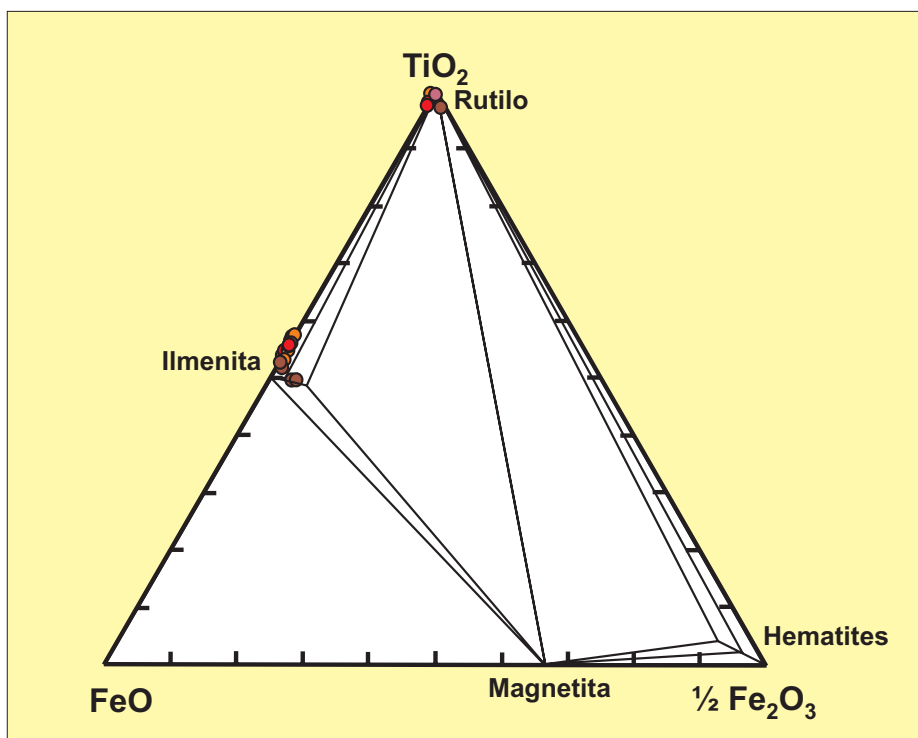


Figura 43: Diagrama de clasificación para óxidos de Fe y Ti, con proyección de los cristales analizados. En marrón, zona del granate; en naranja, zona de la estaurolita (1); en rojo, zona de la sillimanita (1); en rojo oscuro, zona de la sillimanita + Kfs.

Rutilos

Los 21 rutilos analizados fueron calculados a una base catiónica de 24 oxígenos. Su composición corresponde a TiO_2 prácticamente puro ($> 97.25\%$) en todos los casos (Tabla 10), tanto los rutilos incluidos en porfidoblastos de granate, estaurolita o distena, como los presentes en la mesostasis de la S_2 . Únicamente algún cristal de la zona del granate muestra contenidos apreciables en hematites (ver su proyección en el diagrama de la Figura 43), de modo similar al de algunas ilmenitas de la misma zona metamórfica.

10. CÁLCULO DE LAS CONDICIONES P-T

Se ha considerado que el cálculo termobarométrico usando redes petrogenéticas en una serie de muestras suficientemente amplia y completa de la sección cortical es una herramienta más fiable y ajustada a los objetivos del trabajo que la elaboración de un limitado número de pseudosecciones en determinadas rocas. Para ello se han calculado las condiciones P-T del pico metamórfico del muro de la zona metamórfica del granate y del techo y muro de las zonas metamórficas de la estauroлита (1), sillimanita (1) y sillimanita + Kfs, mediante dos herramientas: el programa de cálculo termobarométrico con estimación del estado de equilibrio TWEEQU (Berman, 1991) y la aplicación avPT de THERMOCALC (Powell y Holland, 1985; 1988, Holland y Powell, 1985; 1990). Ambos métodos usan su propio conjunto de datos (*data-set*) termodinámicos internamente consistente y analizan el conjunto de reacciones posibles para cada paragénesis en equilibrio dada. Se usaron composiciones de fases minerales en aparente equilibrio textural de muestras de rocas pelíticas y semipelíticas (Figura 44), con los siguientes criterios:

Zona Metamórfica	Nivel estructural para D ₂	Nº muestra	Paragénesis en equilibrio
M ₁ del granate	Muro	07	Bt (2b) + Ms + Grt (4a, A) + Il
		08	Bt (2b) + Ms + Grt (1a, A) + Il
		25	Bt (2b) + Ms + Grt (1a, A) + Pl + Il
		26	Bt (2a) + Ms + Grt (1a, A) + Pl + Il
M ₁ - M ₂ de la estauroлита (1)	Techo	09	Bt (2a) + Ms + Grt (3b, A) + Il
		10	Bt (2c) + Ms + Grt (1d, A) + St (1c) + Rt + Il
		11	Bt (2c) + Ms + Grt (2c, A) + St (1d) + Rt + Il
		12	Bt (2b) + Ms + Cld + Grt (3a, A) + St (1d) + Rt + Il
	Muro	13	Bt (2b) + Ms + Grt (3b, A) + St (1e) + Pl + Rt + Il
		14	Bt (2a) + Ms + Grt (3b*, A) + St (1c) + Pl + Rt + Il
M ₂ de la sillimanita (1)	Techo	15	Bt (2b) + Ms + Grt (3b*, A) + St (1b) + Ky + Pl + Rt + Il
		16	Bt (2c) + Ms + Grt (1d, A) + St (1b) + Ky + Pl + Rt + Il
		17	Bt (2c) + Ms + Grt (1c, A) + Ky + Pl + Rt + Il
	Muro	18	Bt (2c) + Ms + Grt (4a, A) + Sil + Pl + Rt + Il
		19	Bt (2a) + Ms + Grt (1a, C) + Sil + Pl + Rt + Il
M ₂ de sillimanita + Kfs	Techo	23	Bt (2e) + Grt (1d, B) + Sil + Pl + Rt ± Il
		24	Bt (2e) + Grt (1d, B) + Sil + Pl + Rt ± Il
	Muro	21	Bt (2a) + Grt (1d, C) + Sil + Pl + Rt ± Il
		22	Bt (2a) + Grt (1d, C) + Sil + Pl + Rt ± Il

Figura 44: Relación de las paragénesis utilizadas en termobarometría para las distintas muestras, con indicación de su zona metamórfica, posición estructural dentro de la zona y tipo textural o mineraloquímico de algunas de las fases empleadas.

Para los granates de tipo A, con zonados normales de crecimiento, se usaron composiciones de borde o cercanas al borde, con bajas relaciones de Fe/(Fe+Mg), X_{grs} y X_{sps} , en orden a intentar reflejar las condiciones del pico térmico dentro del campo de estabilidad de este mineral, que tendría lugar al final de M₁ y principio de M₂, e intentando eludir las zonas externas afectadas por difusión tardía (M₃-M₄). La historia tectonometamórfica pre-pico muestra un crecimiento normal del granate en condiciones progradas, con engrosamiento inicial (D₁) y descompresión posterior (D₂ inicial), acompañada de

pequeños episodios compresivos tardíos. Asumimos que, a partir de esas composiciones de borde, el granate deja de crecer por seguir las rocas una trayectoria retrógrada y descompresiva (D_2 final).

En los granates de tipo B, con zonados complejos de crecimiento y difusión en volumen, se usaron también las composiciones con mínimas relaciones $Fe/(Fe+Mg)$. Se asume que esas composiciones no corresponden a las condiciones de pico térmico alcanzado por las rocas, ya que el final de su historia reaccional ha sido borrado por el proceso de difusión retrógrado, y que además son ya posteriores a un proceso descompresivo y retrógrado (el final de D_2). Probablemente corresponden a algún punto de la trayectoria seguida por las rocas hacia el final de D_2 o el comienzo de D_3 .

Las composiciones utilizadas para los granates tipo C fueron las correspondientes a núcleos con perfiles químicos planos o a anillos, con mínimas relaciones $Fe/(Fe+Mg)$ en ambos casos. Interpretamos estas mesetas y anillos composicionales como producto de un proceso de homogeneización a elevada temperatura variablemente completado, lo que haría a estas composiciones cercanas a las correspondientes al pico térmico sufrido por las rocas desde el final de M_1 hasta M_2 . A partir de estas composiciones, los granates experimentan un incremento en X_{grs} , que interpretabamos como producido por un incremento de presión previo a la desestabilización del granate a lo largo de la trayectoria final descompresiva y retrógrada.

Las biotitas utilizadas fueron en todos los casos del tipo textural 2, en principio correspondientes a la blastesis sin- D_2 . Se usaron también composiciones con valores mínimos de la relación $Fe/(Fe+Mg)$, considerando que corresponderían, al igual que las de los granates, al pico térmico sin- D_2 (final de M_1 o comienzo de M_2). Estas composiciones corresponden generalmente a puntos centrales o a zonas intermedias más o menos alejadas de los bordes en contacto con granates, dependiendo del zonado de cada cristal. Se trató así de evitar las zonas más próximas al granate, que pueden estar sujetas a reequilibrios tardíos (M_3 - M_4).

Las moscovitas seleccionadas, todas ellas correspondientes a cristales lepidoblásticos de la fábrica S_2 , corresponden a composiciones centrales de los blastos.

Para las composiciones de estaurolitas, todas ellas del tipo textural 1 (1b, 1c, 1d, 1e), es decir blastos correspondientes al final de M_1 o al principio de M_2 , se escogieron análisis de sus bordes, con altas relaciones $Fe/(Fe+Mg)$, por considerar que se trata de las composiciones en equilibrio con los bordes del granate utilizados.

En cuanto a las plagioclasas, se usaron las composiciones con valores mínimos de contenido en X_{ab} , que en la zona del granate y en el techo de la zona de sillimanita + Kfs corresponden a composiciones centrales de los cristales, mientras que en la zona de la estaurolita (1), zona de la sillimanita (1) y muro de la zona de Sil + Kfs se localizan hacia los bordes de los cristales. La razón para usar las composiciones más básicas de las plagioclasas ha sido intentar acotar el máximo térmico que representa la paragénesis de la Figura 44.

Para las ilmenitas se usaron los valores de los análisis realizados en cristales orientados en la fábrica S_2 de la mesostasia de las rocas, mientras que para rutilos, polimorfos alumínicos y feldespato-K se asumieron composiciones estequiométricas puras.

Cálculos con TWEEQU

Se utilizó el programa TWEEQU en su versión TWQ 2.02, que calcula las condiciones de equilibrio de múltiples reacciones posibles con un conjunto de datos termodinámicos internamente consistente (Berman 1988, 1991). Los modelos de actividades que se usaron con el programa son los propuestos en los siguientes trabajos: Chatterjee y Froese (1975) para la mica blanca; Berman y Aranovich (1996) para la ilmenita, el granate y la biotita; y Fuhrman y Lindsley (1988) para la plagioclasa. Se asumió una composición de la fase gaseosa con $a_{H_2O} = 1$, siendo la ecuación de estado de Haar et al. (1984) la rutina utilizada para el cálculo de la fugacidad de H_2O . Una síntesis de los resultados está recogida en la Figura 45.

Zona metamórfica	Nivel	Muestra	P (kbar)	T (°C)	Reacciones independientes
M ₁ Granate	Muro	07	7.5 ± 0.0	591 ± 0	6 Il + Ms + 3 Qtz = 6 Rt + Ann + Alm Alm + Phl = Prp + Ann
		08	8.2 ± 0.2	616 ± 0	6 Il + Ms + 3 Qtz = 6 Rt + Ann + Alm Alm + Phl = Prp + Ann
		25	5.6 ± 0.0	349 ± 0	Grt + 2 Mrg + 3 Qtz = 5 An + 2 H ₂ O Ann + 2 Mrg + 3 Qtz = Ms + 2 An + Alm + 2 H ₂ O
		26	5.6 ± 0.0	438 ± 0	Grt + 2 Mrg + 3 Qtz = 5 An + 2 H ₂ O Ann + 2 Mrg + 3 Qtz = Ms + 2 An + Alm + 2 H ₂ O
M ₁ –M ₂ Estaurolita (1)	Techo	09	10.5 ± 0.0	696 ± 0	6 Il + Ms + 3 Qtz = 6 Rt + Ann + Alm Alm + Phl = Prp + Ann
		10	12.0 ± 0.0	713 ± 0	6 Il + Ms + 3 Qtz = 6 Rt + Ann + Alm Alm + Phl = Prp + Ann
		11	9.6 ± 0.0	666 ± 0	6 Il + Ms + 3 Qtz = 6 Rt + Ann + Alm Alm + Phl = Prp + Ann
		12	11.3 ± 0.0	664 ± 0	6 Il + Ms + 3 Qtz = 6 Rt + Ann + Alm Alm + Phl = Prp + Ann
	Muro	13	9.5 ± 0.2	669 ± 5	Ab + Alm + 3 Rt + H ₂ O = 3 Qtz + Pg + 3 Il Grt + 2 Pg + 3 Qtz = 3 An + 2 Ab + 2 H ₂ O 3 Qtz + Phl + 2 Pg = 2 Ab + Ms + Prp + 2 H ₂ O Alm + Phl = Prp + Ann
		14	12.8 ± 0.4	787 ± 17	Grt + 2 Pg + 3 Qtz = 3 An + 2 Ab + 2 H ₂ O 3 Qtz + Phl + 2 Pg = 2 Ab + Ms + Prp + 2 H ₂ O Alm + Phl = Prp + Ann
M ₂ Sillimanita (1)	Techo	15	7.3 ± 0.1	730 ± 5	Alm + 3 Rt = Als + 2 Qtz + 3 Il Ann + Prp + 3 Rt = Als + 2 Qtz + Phl + 3 Il Ms + Prp = 2 Als + Qtz + Phl
		16	7.8 ± 0.0	738 ± 0	Alm + 3 Rt = Als + 2 Qtz + 3 Il Ann + Prp + 3 Rt = Als + 2 Qtz + Phl + 3 Il Alm + Phl = Prp + Ann
		17	7.8 ± 0.0	836 ± 0	Alm + 3 Rt = Als + 2 Qtz + 3 Il Ann + Prp + 3 Rt = Als + 2 Qtz + Phl + 3 Il Alm + Phl = Prp + Ann
	Muro	18	8.3 ± 0.1	676 ± 20	Alm + 3 Rt = Als + 2 Qtz + 3 Il Alm + Phl = Prp + Ann
		19	10.2 ± 0.0	859 ± 0	Alm + 3 Rt = Als + 2 Qtz + 3 Il Alm + Phl = Prp + Ann
M ₂ Sillimanita + Kfs	Techo	23	6.0 ± 0.0	680 ± 0	3 Qtz + 3 An + 2 Ann = 2 Alm + Grs + 2 Kfs + 2 H ₂ O Alm + Phl = Prp + Ann 2 Qtz + Ann + Sil = Alm + Kfs + H ₂ O
		24	5.8 ± 0.0	670 ± 0	Grs + Qtz + 2 Sil = 3 An Alm + Phl = Prp + Ann 2 Qtz + Ann + Sil = Alm + Kfs + H ₂ O
	Muro	21	7.1 ± 0.0	772 ± 0	3 Qtz + 3 An + 2 Ann = 2 Alm + Grs + 2 Kfs + 2 H ₂ O Grs + Qtz + 2 Sil = 3 An Alm + Phl = Prp + Ann
		22	7.7 ± 0.0	770 ± 0	Grs + Qtz + 2 Sil = 3 An 2 Qtz + Ann + Sil = Alm + Kfs + H ₂ O

Figura 45: Cuadro con los resultados del cálculo TWEEQU. Se expresan las reacciones independientes usadas, incluyendo aquellas que presentan intersecciones con $\sigma > 1.5$.

Los resultados del análisis termobarométrico con estimación del equilibrio químico en muestras del muro de la zona del granate permiten acotar algo las presiones del pico metamórfico en las rocas del techo de la zona de cizalla sin-D₂, aunque la presencia de dos únicas reacciones independientes posibles entre las fases que forman las paragénesis limita la fiabilidad de los resultados. Las condiciones P-T calculadas para las muestras 07 (7.5 kbar; 591 °C), 08 (8.2 kbar; 616 °C), 25 (5.6 kbar; 349 °C) y 26 (5.6 kbar; 438 °C) quedan reflejadas en la Figura 45. Los valores medios serían de 6.7 kbar y 499 °C, aunque ofrecen demasiada dispersión de valores entre muestras.

En el techo de la zona M₁-M₂ de la estaurolita (1), los valores obtenidos para las muestras 09 (10.5 kbar; 696 °C), 10 (12.0 kbar; 713 °C), 11 (9.6 kbar; 666 °C) y 12 (11.3; 664 °C) marcan también una cierta dispersión entre 664–712°C y 9.6–12.0 kbar, con unos valores medios de 10.8 kbar y 684 °C).

En el muro de la zona M₁-M₂ de la estaurolita (1), las muestras 13 (9.5 kbar; 669 °C) y 14 (12.8 kbar; 787 °C) se sitúan también bastante separadas, con una media de 11.1 kbar y 728 °C.

Para el techo de la zona M₂ de sillimanita (1), en las rocas con distena metaestable se obtienen condiciones muy similares para las muestras 15 (7.3 kbar; 730 °C) y 16 (7.8 kbar; 738 °C), pero más extremas para la muestra 17 (7.8 kbar; 836 °C). El valor P-T medio de las tres se situaría en 7.5 kbar y 768 °C.

En el muro de la zona M₂ de sillimanita (1), las condiciones extraídas de las muestras 18 (8.3 kbar; 676 °C) y 19 (10.2 kbar; 859 °C) se hallan también muy alejadas una de otra. La media de los valores se sitúa en 9.6 kbar y 827 °C.

Los resultados del techo de la zona M₂ de sillimanita + Kfs muestran valores de 6.0 kbar y 680 °C para la muestra 23 y de 5.8 kbar y 670 °C para la muestra 24, usando en ambos casos únicamente las reacciones con intersección a mayor ángulo. La media de los valores se sitúa en 5.9 kbar y 675 °C.

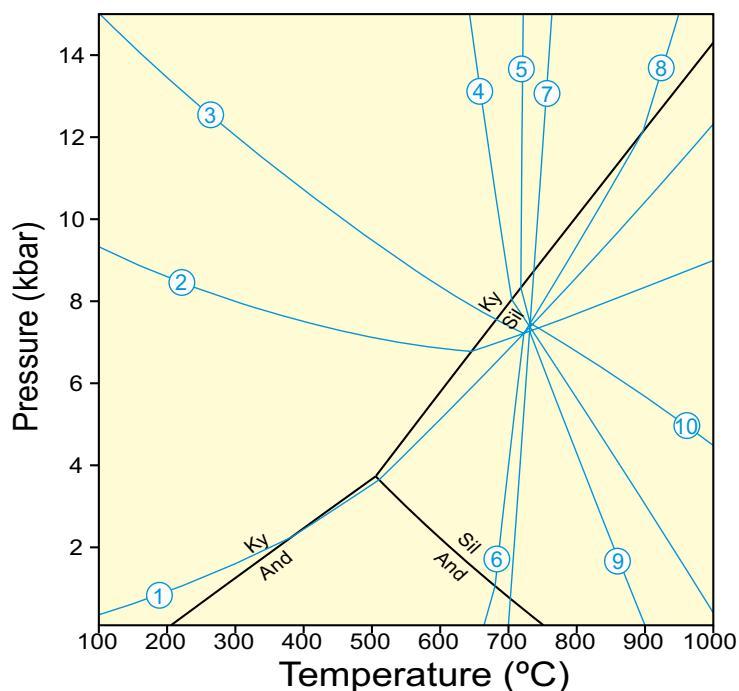


Figura 46: Análisis TWEEQU en la muestra 15, techo de la zona de sillimanita (1). 4 Reacciones independientes. Curvas representadas:

- (1) $Ms + Alm = Ann + 2Als + Qtz$
- (2) $Alm + 3Rt = 2Qtz + Als + 3Il$
- (3) $Alm + Ann + 6Rt = 3Qtz + Ms + 6Il$
- (4) $2Als + Phl + Qtz = Prp + Ms$
- (5) $3Rt + 2Phl + 3Als + Alm = 3Il + 2Ms + 2Prp$
- (6) $3Il + Ms + Qtz = Als + 3Rt + Ann$
- (7) $Alm + Phl = Prp + Ann$
- (8) $2Ms + 3Il + Alm = 2Ann + 3Als + 3Rt$
- (9) $Als + 2Qtz + Phl + 3Il = Ann + Prp + 3Rt$
- (10) $3Il + 2Ms + Prp = 3Als + 3Rt + Phl + Ann$.

El muro de la zona M_2 de sillimanita + Kfs da unas condiciones de 7.1 kbar y 772 °C para la muestra 21, y de 7.7 kbar y 770 °C para la muestra 22. La media de ambas se encontraría en 7.4 kbar y 771 °C.

En resumen, se registra un incremento en las condiciones de P y T desde las muestras de la zona M_1 del granate a las de la zona M_1 - M_2 de la estauroлита (1), para luego decrecer en las zonas M_2 de la sillimanita (1) y de sillimanita + Kfs.

Esta evolución compresiva para M_1 y descompresiva para M_2 es compatible con el resto de datos aportados para la evolución tectonometamórfica de la zona de cizalla sin- D_2 . Sin embargo, la cuantificación de los picos metamórficos da lugar a valores demasiado dispares para muestras de una misma zona. Esto puede ser entendido como consecuencia de distintos momentos de recristalización en las diferentes rocas o como consecuencia de disequilibrios en las paragénesis utilizadas.

Además, en general los valores son demasiado elevados en T para lo asumible razonablemente de acuerdo con las observaciones petrográficas y con, por ejemplo, la conservación de los zonados de crecimiento en los granates; incluso para buenos ajustes en la intersección de múltiples reacciones independientes, como es el caso de las muestras 15 ó 13 (Figuras 46 y 47). Las elevadas temperaturas obtenidas deben

ser consecuencia de que los modelos de actividad utilizados ignoran el contenido en Fe^{3+} , lo que es particularmente sensible en la calibración del termómetro granate-biotita. El cálculo como Fe_{tot} =

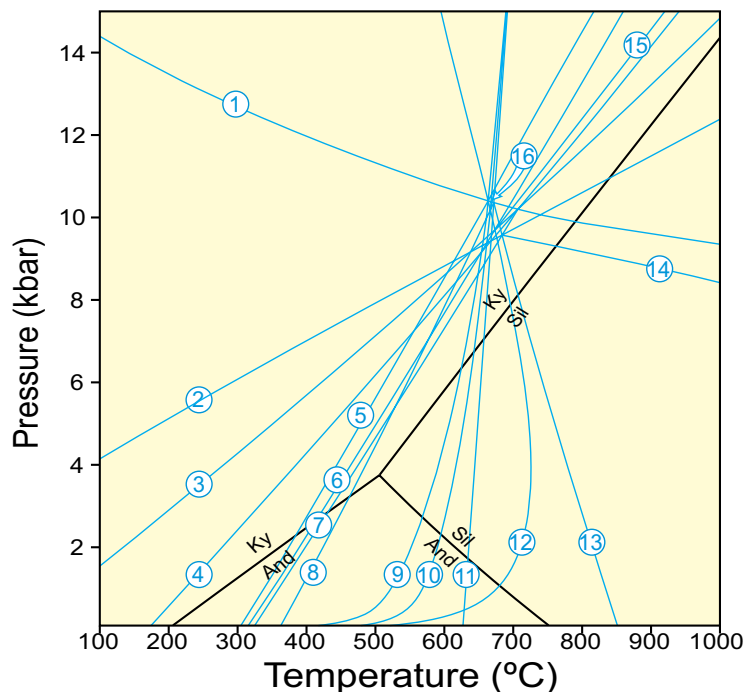


Figura 47: Análisis TWEEQU en la muestra 13, muro de la zona de estauroлита (1). 4 Reacciones independientes. Curvas representadas:

- (1) $3Qtz + Ms + Il = Alm + Ann + 6Rt$
- (2) $Prp + Ms + Gr = 3An + Phl$
- (3) $2Alm + Gr + 6Rt = 3An + 6Il + 3Qtz$
- (4) $Ms + Gr + Alm = Ann + 3An$
- (5) $Ann + Pg + 3Rt = Ms + 3Il + Ab + H_2O$
- (6) $Gr + 2Pg + 3Qtz = 3An + 2Ab + 2H_2O$
- (7) $Gr + 6Il + 2Ms + 3Qtz = 6Rt + 3An + 2Ann$
- (8) $2Alm + Phl + 6Rt = Prp + Ms + 6Il + 3Qtz$
- (9) $Ann + 2Pg + 3Qtz = Ms + Alm + 2Ab + 2H_2O$
- (10) $Phl + 2Pg + 3Qtz = 2Ab + Ms + Prp + 2H_2O$
- (11) $Alm + Phl = Prp + Ann$
- (12) $Pg + 3Il + 3Qtz = Ab + Alm + 3Rt + H_2O$
- (13) $Phl + Ms + 6Il + 3Qtz = 2Ann + Prp + 6Rt$
- (14) $3An + 2Phl + 6Il + 6Qtz = 2Prp + Gr + 2Ann + 6Rt$
- (15) $3Rt + Pg + Gr + Alm = Ab + 3An + 3Il + H_2O$
- (16) $Alm + Pg + Phl + 3Rt = Prp + Ms + Ab + 3Il + H_2O$

Fe^{2+} en la biotita desplaza el K_D (Fe-Mg) de la reacción $\text{Phl} + \text{Alm} = \text{Ann} + \text{Prp}$ hacia el miembro de mayor temperatura.

Otra consecuencia de esta desviación es que las condiciones P–T calculadas para las muestras del techo de la zona M_2 de la sillimanita (1), que presentan distena sin- D_2 metaestable, se sitúan en el campo de estabilidad de la sillimanita, que sería entonces el polimorfo aluminico en equilibrio con las composiciones de borde del granate.

Cálculos con THERMOCALC

Se usó la herramienta avPT del programa THERMOCALC (Holland y Powell, 1985, 1990; Powell y Holland, 1985, 1988) en su versión tc321, que igualmente usa un *data-set* termodinámico internamente consistente; para calcular los mismos episodios pico sin- D_2 , con las mismas composiciones minerales (Figura 44) que fueron usadas con TWEEQU. Una síntesis de los resultados está recogida en la tabla de la Figura 48. El programa calcula los valores de presión y temperaturas más cercanos a las condiciones de equilibrio, los márgenes de error para $\sigma = 1$ y un índice de correlación (Corr.) que determina la pendiente P–T de la caja de error y su forma.

Zona metamórfica	Nivel estructural	Muestra	P (kbar)	T (°C)	Corr.	Valores medios		
						P (kbar)	T (°C)	Corr.
M ₁ Granate	Muro	07	7.5 ± 1.4	491 ± 69	0.213	7.2 ± 1.6	494 ± 71	0.428
		08	7.6 ± 2.3	487 ± 90	0.110			
		25	7.7 ± 1.5	511 ± 63	0.611			
		26	6.0 ± 1.1	488 ± 62	0.777			
M ₁ -M ₂ Estaurolita (1)	Techo	09	8.2 ± 1.7	612 ± 60	-0.264	8.1 ± 1.8	615 ± 56	-0.177
		10	8.7 ± 2.0	673 ± 74	-0.365			
		11	6.6 ± 1.7	574 ± 58	-0.323			
		12	9.0 ± 1.9	601 ± 31	0.246			
	Muro	13	8.8 ± 1.2	666 ± 57	0.523	8.9 ± 1.2	658 ± 57	0.587
		14	9.0 ± 1.2	649 ± 57	0.650			
M ₂ Sillimanita (1)	Techo	15	9.8 ± 1.2	699 ± 29	0.907	9.4 ± 1.1	687 ± 25	0.865
		16	8.8 ± 1.1	671 ± 24	0.937			
		17	9.7 ± 1.0	692 ± 22	0.750			
	Muro	18	8.0 ± 1.0	678 ± 25	0.876	8.2 ± 1.2	676 ± 27	0.825
		19	8.4 ± 1.4	674 ± 29	0.773			
M ₂ Sillimanita + Kfs	Techo	23	6.5 ± 1.4	670 ± 105	0.714	5.9 ± 1.4	659 ± 105	0.700
		24	5.3 ± 1.3	648 ± 104	0.686			
	Muro	21	7.5 ± 1.7	744 ± 136	0.788	7.5 ± 1.6	746 ± 94	0.488
		22	7.5 ± 1.5	747 ± 51	0.187			

Figura 48: Cuadro con los resultados del cálculo avPT de THERMOCALC en las muestras del área ($\sigma = 1$).

Las actividades usadas fueron calculadas con el programa AX (Holland y Powell, 2000). El programa utiliza para la biotita un modelo de mezcla con estructura ordenada del Al ocupando el sitio M_1 . El contenido en el catión férrico de la biotita es calculado según el balance de cargas: cationes tetraédricos + cationes octaédricos = 6.9, para 11 oxígenos, con una proporción máxima de 0.15.

Para las micas blancas se usó el modelo de Holland y Powell (1998). El contenido en el catión férrico se estima del balance: cationes tetraédricos + cationes octaédricos = 6.05, para una fórmula

estructural calculada a 11 oxígenos, con una proporción máxima de 0.7. El modelo de Coggon y Holland (2002) fue desestimado porque prioriza el cálculo de la actividad del componente moscovita sobre la celadonita/ferroceladonita y paragonita, lo que posteriormente se traduce en unos resultados de temperaturas demasiado elevadas y con intervalos de error muy grandes.

Para la plagioclasa se utilizó el modelo 1 de Holland y Powell (1992), con estructura C1 y $Fe_{tot} = Fe^{3+}$.

Para el granate se utilizó un modelo de mezcla de 2 sitios y el contenido en el catión férrico calculado según suma de cationes = 8, para una fórmula estructural calculada a 12 oxígenos.

En la estaurolita se utilizó un modelo de mezcla ideal para 4 sitios y $Fe_{tot} = Fe^{2+}$.

El cloritoide se ha calculado según un modelo de mezcla a 2 sitios (1 sitio ocupado por Fe, Mg, Mn; ½ sitio ocupado por Al, Fe^{3+}). El cálculo del contenido en Fe^{3+} se establece según la suma de cationes = 4, en una fórmula estructural ajustada a 6 oxígenos y con una proporción máxima de 0.2.

Para la Ilmenita, el programa utiliza un modelo de mezcla ideal a 2 sitios, con el contenido en férrico calculado según el balance: suma de cationes = 2, para la fórmula estructural del mineral calculada a 3 oxígenos.

Como valoración global, los resultados obtenidos con THERMOCALC son más ajustados a lo esperable que los obtenidos con TWEEQU, particularmente en lo que se refiere a temperaturas y su repercusión sobre las presiones calculadas. Además, las condiciones obtenidas con THERMOCALC son consistentes con los campos de estabilidad mineral de la red petrogenética de Holland y Powell (1998) que hemos usado para proyectar los valores de presión y temperatura, dado que utilizan la misma tabla de datos termodinámicos. No obstante, las diferencias relativas entre las distintas zonas y las magnitudes en los valores P-T se mantienen.

Zona M_1 del granate

Los resultados de las cuatro muestras del muro de la zona del granate se agrupan a presiones intermedias (entre 6.0 ± 1.1 kbar y 7.7 ± 1.5 kbar) y temperaturas relativamente bajas (entre 487 ± 90 °C y 511 ± 63 °C), por debajo de la temperatura de homogeneización del granate, lo cual es coherente con el zonado químico de los granates tipo A. La media de los valores se situaría en 7.2 ± 1.6 kbar y 494 ± 71 °C.

Zona M_1 - M_2 de la estaurolita (1)

Las muestras del techo de la zona de la estaurolita (1) tienden a dar presiones más elevadas (un amplio abanico entre 6.6 ± 1.7 kbar y 9.0 ± 1.9 kbar) y mayores temperaturas (574 ± 58 °C a 673 ± 74 °C) que las muestras del muro de la zona del granate. Aún a estas temperaturas no se realiza un proceso de homogeneización del zonado de los granates, que son también del tipo A. La media de los resultados se proyectaría en 8.1 ± 1.8 kbar y 615 ± 56 °C. En el muro de la zona de la estaurolita (1), las dos muestras analizadas presentan resultados muy similares (ver tabla de la Figura 48), cuya media se situaría en 8.9 ± 1.2 kbar y 658 ± 57 °C.

Zona M_2 de la sillimanita (1)

En el techo de la zona, las muestras 15 y 17 presentan resultados muy similares, mientras que la muestra 16 presenta valores de presión y temperatura más bajos, equiparables a los del muro de la zona de la estauroлита (1). Los tres en conjunto responden a una media de 9.4 ± 1.1 kbar; 687 ± 25 °C. Estas condiciones se proyectan en el campo de estabilidad de la distena, lo que indicaría que en efecto, la paragénesis estable incluye a este polimorfo alumínico en lugar de a la sillimanita (1). En tanto que definimos el paso de M_1 a M_2 por la aparición de paragénesis de baja P y alta T que sustituyen a las características del metamorfismo Barroviense, las condiciones de $P-T_{\text{máx}}$ calculadas parecen corresponder al final de M_1 (condiciones de la zona de la distena al principio de D_2), más que a un momento avanzado de la descompresión asociada al proceso de cizallamiento dúctil extensional.

Para las rocas del muro de la zona de sillimanita (1) se obtuvieron resultados bastante agrupados, cuya media sería 8.2 ± 1.2 kbar; 676 ± 27 °C. Estas condiciones son bastante semejantes en temperatura y algo inferiores en presión a las obtenidas para el techo de la zona, por lo que interpretamos que podrían reflejar ya un momento descompresivo de la trayectoria de las rocas, aún en condiciones de distena, pero ya próximas a la entrada en el campo de estabilidad de la sillimanita.

Zona M_2 de sillimanita + Kfs

Los resultados de las muestras situadas en el techo de la zona de sillimanita + Kfs presentan unas temperaturas y, particularmente, unas presiones notablemente más bajas que las de la zona sin- D_2 estructuralmente suprayacente. Las presiones obtenidas se sitúan en 5.3 ± 1.3 y 6.5 ± 1.4 kbar (con una media de 5.9 ± 1.4 kbar), para temperaturas de 648 ± 104 y 670 ± 105 °C, respectivamente (media de 659 ± 105 °C). En estos resultados influye especialmente la composición de los granates retrógrados del tipo B. Siguiendo nuestra interpretación y de acuerdo con las características petrográficas y mineraloquímicas del techo de la zona de sillimanita + Kfs, la explicación reside en que esta franja de rocas corresponde estructuralmente a la parte más alta del bloque de muro (el bloque de alto grado) de la zona de cizalla sin- D_2 . Las observaciones y los resultados termobarométricos, además, implican que esta parte de la amplia zona de cizallamiento dúctil ha funcionado como corredor de deformación durante más tiempo y hasta condiciones más frías que las que llegan a registrar las rocas situadas a su techo y a su muro. El amplio margen de error en el cálculo de las temperaturas probablemente está reflejando un cierto desequilibrio en la asociación mineral usada. Debido a esa larga evolución retrógrada, probablemente las distintas fases minerales tienen momentos de cierre más alejados entre sí que en otras rocas.

Por el contrario, las muestras del muro de la zona M_2 de sillimanita + Kfs reflejan condiciones de mayor presión que las del techo y las mayores temperaturas de todas las rocas estudiadas. Las dos muestras empleadas dan resultados bastante similares, con presiones de 7.5 ± 1.7 y 7.5 ± 1.5 kbar a temperaturas de 744 ± 136 y 747 ± 51 °C, respectivamente (media de los valores en 7.5 ± 1.6 kbar y 746 ± 94 °C). Esto implica presiones menores y temperaturas mayores que, por ejemplo, las rocas de la zona de sillimanita (1), lo que reflejaría que los niveles profundos permanecen calientes

durante más tiempo, llegando a registrar presiones más bajas, propias de estadios más avanzados de la exhumación del orógeno, que las rocas de grado medio.

Análisis de la estructura termal de la zona de cizallamiento dúctil sin-D₂

Aunque los gradientes metamórficos de campo no equivalen a un auténtico gradiente geotérmico, ya que no reflejan la distribución de temperaturas en un momento dado (Spear, 1993) sino las temperaturas pico alcanzadas en momentos distintos por cada punto de la sección de la zona de cizallamiento, el análisis de los resultados termobarométricos permite extraer algunas conclusiones:

1. El gradiente metamórfico medio que se puede calcular a partir de las condiciones pico del muro de la zona M₁ del granate (Figura 48) es de alrededor de 23 °C/km. Las rocas corresponden a una zona estructuralmente alta de la zona de cizalla, se encuentran menos deformadas durante D₂ y menos recrystalizadas durante M₂ que las rocas más profundas. Esto nos permite suponer que el gradiente metamórfico calculado debe estar próximo (o ser sólo algo inferior) al desarrollado hacia el final de D₁. El valor es, además, próximo al calculable a partir de las condiciones P-T de eclogitas relictas de la región de Segovia (Barbero y Villaseca, 2000), que daría un gradiente de 18 °C/km. Un gradiente ≤ 23 °C/km resulta consistente con unas condiciones P/T intermedias para la etapa de engrosamiento cortical y el desarrollo de las asociaciones Barrovienses.
2. El gradiente metamórfico medio en la zona de cizallamiento dúctil sin-D₂, tomado entre las temperaturas del muro de la zona M₁ del granate y las del muro de la zona M₂ de sillimanita + Kfs, es aproximadamente 33 °C/km para una sección cortical estimada de 8 km, lo que sería compatible con un contexto de adelgazamiento cortical, aunque no es un gradiente demasiado elevado. Algo más alto es el de 36 °C/km que se puede obtener de la regresión lineal entre las condiciones P-T_{máx} de las zonas del granate, estauroлита (1) y sillimanita (1) (realmente en condiciones M₁ de distena), cuya buena alineación permite suponer que son próximas en el tiempo y por tanto cercanas al perfil geotérmico de la parte central de la zona de cizalla D₂. Este hecho de que el gradiente medio de la zona de cizalla no sea muy elevado (entre 33 °C/km y 36 °C/km) es consistente con la buena preservación de las asociaciones Barrovienses, que implica una superposición no muy efectiva de las asociaciones de baja presión. Además, se extraen otras dos consecuencias:
 - A) Que las condiciones de T_{máx} durante D₂ se alcanzaron en toda la sección cortical con anterioridad a la principal etapa de descompresión., Eso indica que el calentamiento no fue producido por el ascenso de manto astenosférico en respuesta a la extensión cortical (Spencer, 1984; Buck, 1988; Wernicke y Axen, 1988), sino que la extensión fue el resultado del calentamiento cortical subsecuente a su engrosamiento, con la mayor parte del flujo compensatorio localizado a nivel de la corteza inferior (Gans 1987; Block y Royden, 1990; Thompson y McCarthy, 1990).
 - B) Que el gradiente P/T relativamente bajo de las rocas con asociaciones Barrovienses indicaría un adelgazamiento de los niveles mesozonales y el telescoping de sus isogradas ya en

momentos tempranos con respecto a la etapa principal de descompresión sin- D_2 . Es decir, aún en condiciones de presiones medias, contrariamente a lo que predicen los modelos teóricos (e.g. Tírel et al., 2004), que se centran en los mecanismos propios de la extensión y prestan poca atención al engrosamiento previo.

3. De las condiciones $P-T_{\text{máx}}$ de las rocas de la zona M_2 de la sillimanita + Kfs se pueden obtener gradientes metamórficos medios para toda la sección cortical que van desde 33 °C/km utilizando los valores de muro de la zona, a 37 °C/km si tomamos los valores del techo de la zona. Este intervalo de valores (33–37 °C/km) es equiparable al gradiente metamórfico medio obtenido para el interior de la zona de cizalla sin- D_2 (33–36 °C/km). Se puede deducir que durante M_2 se mantuvo el mismo gradiente geotérmico que se estableció al final de M_1 , con toda la sección cortical enfriándose homogéneamente durante el resto de D_2 . Únicamente durante M_3 se produjo una nueva perturbación de las isogradas, debido al plegamiento de D_3 y a la denudación tectónica causada por los accidentes dúctil-frágiles de D_4 .

11. EDAD DE LOS PROCESOS TECTONOMETAMÓRFICOS

En la zona de estudio se han realizado desde los años 90 varias dataciones mediante U-Pb convencional (ID-TIMS) sobre circones, monacitas y titanitas de metasedimentos y ortogneises de grado medio a alto y de fundidos anatócticos poco movilizados en las rocas de alto grado. Estas dataciones han suministrado edades entre 337 ± 3 Ma y 321 ± 3 Ma en rocas que tienen a S_2 como fábrica principal y corresponden probablemente al máximo térmico alcanzado entre el final de M_1 y el principio de M_2 en niveles de medio y alto grado (Valverde-Vaquero et al., 1996).

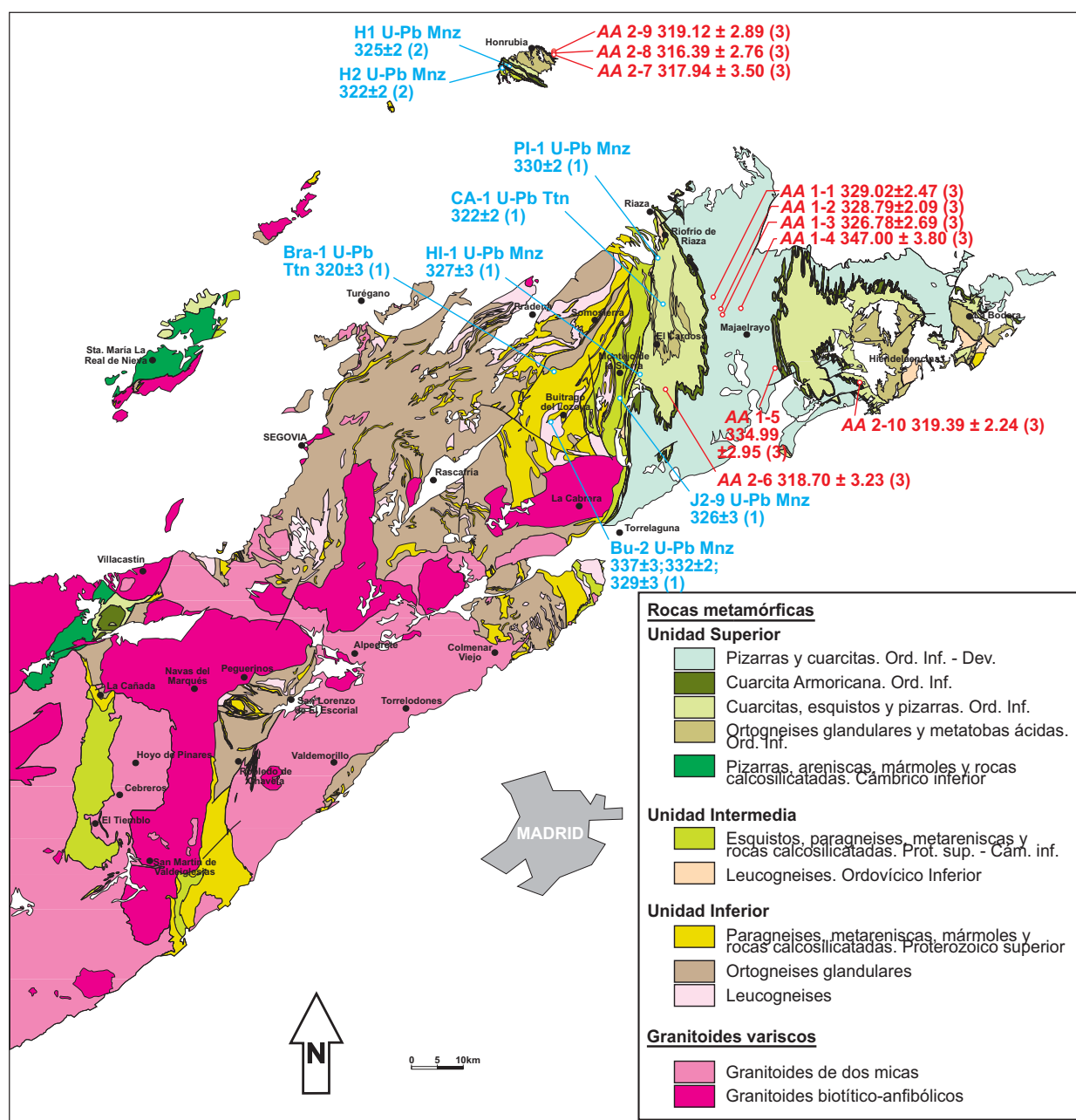


Figura 49: Situación de las muestras de geocronología y edades obtenidas de episodios tectono-metamórficos variscos en el área de estudio. (1) U-Pb en Valverde-Vaquero et al. (1996); (2) U-Pb en Valverde-Vaquero et al. (2007); (3) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en este trabajo.

En este trabajo se han realizado cinco dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total sobre pizarras de las zonas metamórficas M_1 de la clorita y de la biotita, con S_1 como fábrica principal, con el objetivo de acotar el final del primer episodio deformativo en los niveles estructurales más someros, y otras cinco dataciones sobre filitas y esquistos con S_2 como fábrica principal, pertenecientes a muestras de las zonas metamórficas M_1 de la biotita y del granate, para intentar datar el final del segundo episodio deformativo. En ambos casos se utilizaron fracciones enriquecidas en mica blanca.

El interés de realizar estas dataciones es utilizar la menor temperatura de cierre del sistema $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ frente al sistema U-Pb y la concentración preferencial de Ar en las micas blancas de las rocas pelíticas de bajo grado. De esta forma pueden quedar reflejados los momentos de enfriamiento directamente registrados por fábricas deformativas identificables, en lugar de las edades de enfriamiento del episodio térmico principal de las rocas de medio y alto grado. La localización de las muestras está recogida en el esquema de la Figura 49. La mineraloquímica de las micas blancas de estas muestras se encuentra en la misma tabla que la del resto de muestras analizadas (Tabla 1), organizada según zonas metamórficas e identificadas con las siglas AA.

Descripción de las muestras

Se tomaron muestras de 10 rocas pelíticas con fábrica S_1 y otras 10 con fábrica S_2 y grado metamórfico bajo. De ambos grupos se escogieron, respectivamente, aquellas 5 con menor complejidad microestructural (sobre todo evitando la presencia de crenulaciones de D_3 o D_4) y con menor proporción de materia orgánica y clorita, o de otros minerales aparte del cuarzo y la mica blanca. La notación usada incluye la signatura de las muestras usadas para datación (AA), un primer dígito identificador de la fábrica (1 ó 2) y un segundo número de referencia de la muestra (entre 1 y 10). Los análisis mineraloquímicos de las micas blancas en la Tabla 1 incluyen, además, un identificador del número individual de análisis.

AA 1-1: Es una muestra de la Fm. Rodada (Llanvirn) recogida unos 1500 m por encima de la Cuarcita Armoricana, en el flanco occidental del Sinforme de Majaelrayo. Pertenece a un tramo de pizarras negras con clorita y cloritoide, en condiciones de la zona M_1 de la biotita. La roca tiene una fábrica planar S_1 del tipo clivaje pizarroso, y está formada por mica blanca, cuarzo, clorita, óxidos de Fe-Ti y materia orgánica (Lámina XXIXa).

AA 1-2: Es una pizarra gris de la Fm. Rodada, tomada unos 2800 m por encima de la Cuarcita Armoricana, en la zona M_1 de la clorita, en el flanco occidental del Sinforme de Majaelrayo. Presenta una S_1 en forma de clivaje pizarroso y está formada por mica blanca, cuarzo, clorita, ilmenita y materia orgánica (Lámina XXIXb).

AA 1-3: Es otra muestra del flanco occidental del Sinforme de Majaelrayo. Se trata de una pizarra gris de la Fm. Rodada, situada 3000 m por encima de la Cuarcita Armoricana y también en condiciones de la zona M_1 de la clorita. La fábrica de S_1 es un clivaje pizarroso formado por mica blanca, clorita y algo de materia orgánica (Lámina XXIXc).

AA 1-4: Es una pizarra gris de la Fm. Rodada, recogida unos 6000 m por encima de la Cuarcita Armoricana, en la zona M_1 de la clorita, en el centro del Sinforme de Majaelrayo. Su fábrica S_1 , del

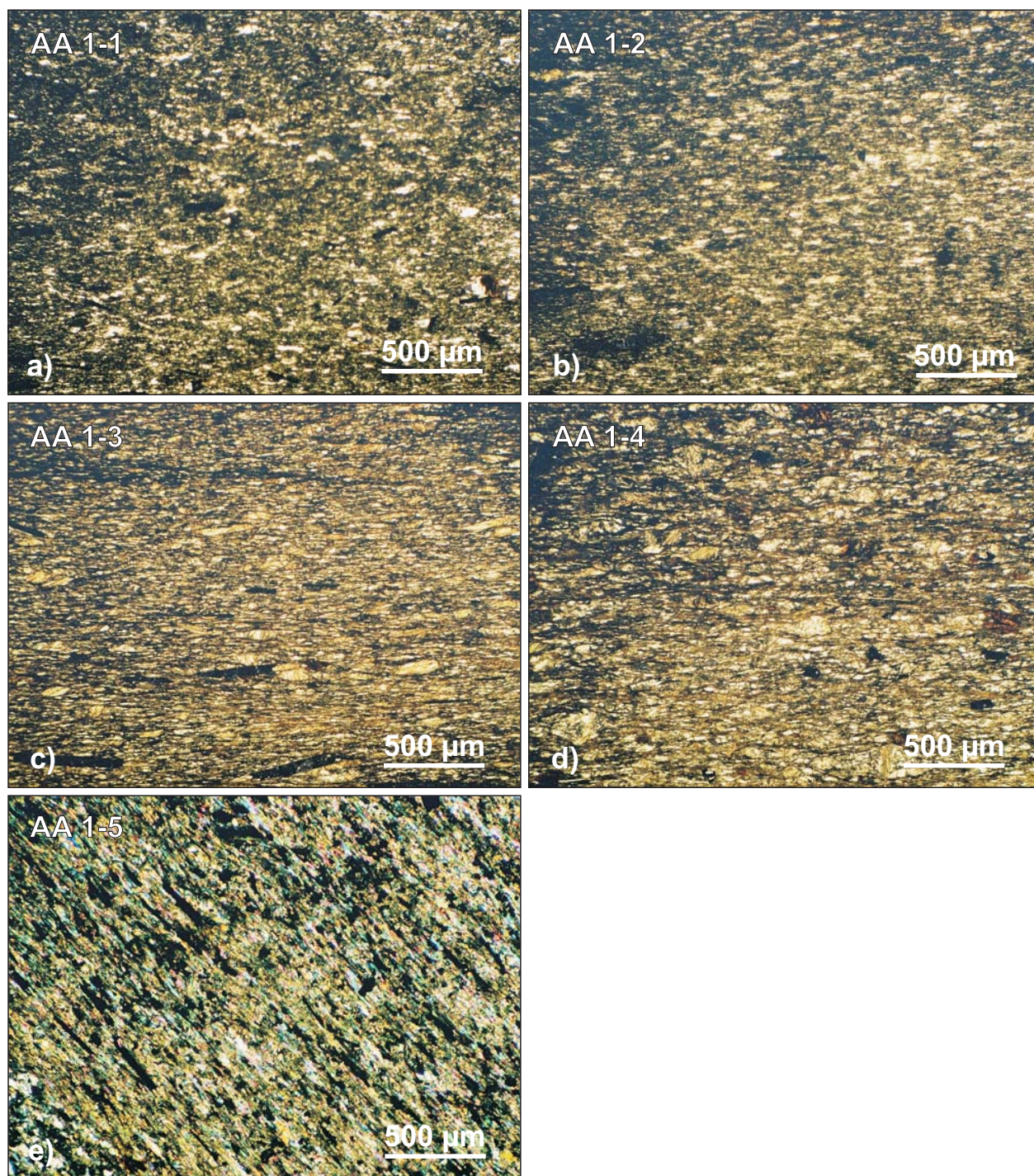


Lámina XXIX: Microfotografías de las muestras de pizarras con fábrica S1 en las que se ha realizado geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Identificación en cada microfotografía. a,b,c,d) Luz paralela; e) luz polarizada. Descripción en el texto.

tipo clivaje pizarroso, está formada por mica blanca, cuarzo, estilpnomelana y cierta cantidad de granos redondeados, detríticos, de biotita parcialmente cloritizada (Lámina XXIXd).

AA 1-5: Es también una pizarra de color gris perteneciente a la Fm. Rodada, situada unos 300 m por encima de la Cuarcita Armoricana que aflora en el flanco oriental del Sinforme de Majaerayo, aproximadamente sobre la isograda de aparición de la biotita M_1 . Presenta una S_1 del tipo clivaje pizarroso y está formada por mica blanca, cuarzo, estilpnomelana y algo de clorita (Lámina XXIXe).

AA 2-6: Esta filita de color gris oscuro pertenece a la Fm. Constante en condiciones de la zona M_1 del granate almandino. La muestra fue tomada unos cientos de metros por debajo de la Cuarcita Armoricana, en la zona axial del Antiforme de El Cardoso. Está formada por cuarzo, mica blanca, algo de granate idiomorfo y biotita. La fábrica es una S_2 bastante desarrollada, del tipo esquistosidad, definida sobre todo por los lepidoblastos de las micas, de mayor tamaño que los de las muestras con S_1 y que aparecen envolviendo los pequeños porfidoblastos de granate (Lámina XXXa).

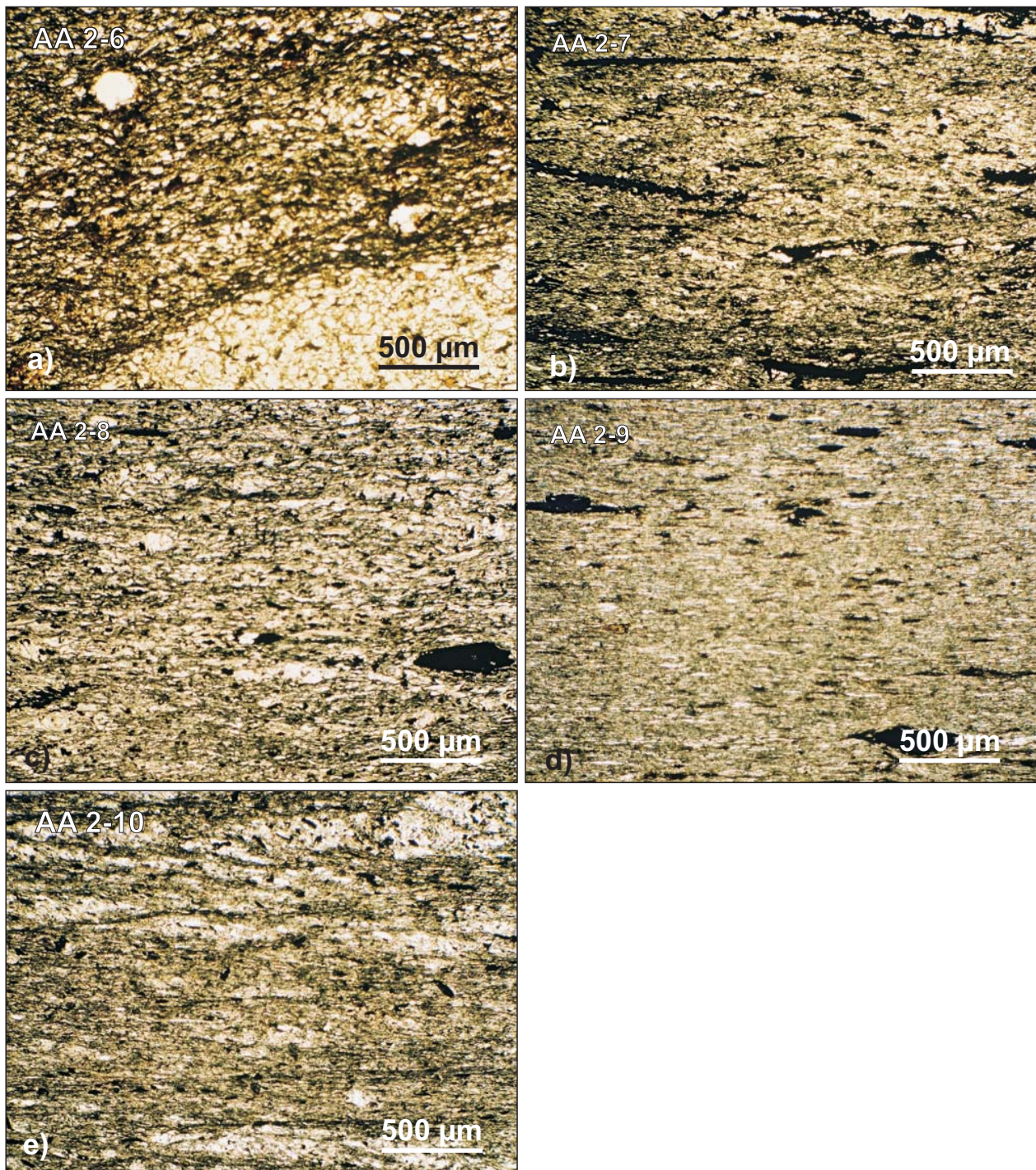


Lámina XXX: Microfotografías de las muestras de esquistos con fábrica S_2 en las que se ha realizado geocronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Identificación en cada microfotografía. Luz paralela. Descripción en el texto.

AA 2-7: Se trata de una pizarra negro-rojiza de la Fm. Rodada, obtenida unos pocos metros por encima de la Cuarcita Armoricana, en condiciones de la zona M_1 de la biotita, en el flanco N del Macizo de Honrubia. Muestra una S_2 formada por mica blanca, cuarzo e ilmenita de pequeño tamaño, con pequeñas cantidades de clorita y materia orgánica (Lámina XXXb).

AA 2-8: Es una pizarra gris tomada unos pocos metros por encima de AA 2-4, en la misma formación y zona metamórfica. La fábrica, de tipo clivaje pizarroso, y la composición mineral son también similares a la muestra anterior, pero las micas blancas son de mayor tamaño (Lámina XXXc).

AA 2-9: Es una filita gris de la Fm. Rodada, recogida algunos metros más arriba estructuralmente de AA 2-5. La muestra también está en la zona M_1 de la biotita, es más rica en mica blanca y presenta una fábrica planar tipo esquistosidad, más desarrollada que la anterior (Lámina XXXd).

AA 2-10: Es una filita de color gris claro perteneciente a la Fm. Constante, estructuralmente en un flanco inverso cabalgante, definido por la Cuarcita Armoricana al W de Hiendelaencina, y en condiciones de la zona metamórfica M_1 de la biotita. La fábrica S_2 es un clivaje de crenulación muy desarrollado, que preserva restos de una S_1 mal definida en los dominios más ricos en cuarzo. Mineralógicamente está formada únicamente por mica blanca, cuarzo y opacos (Lámina XXXe).

Preparación de las muestras

Las muestras fueron primero lavadas con agua desionizada, para evitar la contaminación con cloro. Después fueron trituradas en una machacadora de mandíbulas y molidas en un molino de cilindros. El producto fue tamizado para obtener la fracción de tamaño de grano entre 0.25 y 0.50 mm. Las muestras fueron entonces pasadas dos veces a través de un separador magnético de barrera Frantz, primero a 1.2 A y después a 1.8 A de intensidad de campo, con el objeto de rechazar los granos de naturaleza ferromagnética y paramagnética, compuestos total o parcialmente por ilmenita, granate, biotita o clorita. Los granos más ricos en cuarzo fueron eliminados de la fracción diamagnética usando una lupa binocular, con el fin de obtener una fracción enriquecida en granos compuestos principalmente por mica blanca al 70%. Este concentrado final se sometió a ataque con ácido nítrico (0.5 N) bajo baño de ultrasonidos durante 15 minutos, después fue aclarada con agua desionizada para lavar los restos de ácido nítrico, y secada en horno a 50 °C.

Condiciones analíticas

Las muestras fueron irradiadas con neutrones durante 55 horas en el Cadmium-Lined, In-Core Irradiation Tube (CLICIT) del reactor TRIGA, Oregon State University Radiation Center; y analizadas mediante *IR-laser stepwise heating* en la sonda láser de argón VULKAAN, de la Vrije Universiteit, Amsterdam (para características técnicas ver Wijbrans et al., 1995). El standard usado DRA-2 corresponde a una sanidina de 25.26 ± 0.14 Ma (Wijbrans et al., 1995). Los datos fueron tratados con el programa ArArCALC v2.40 de Koppers (2002).

Resultados

Los resultados obtenidos, tanto de S_1 como de S_2 , no son auténticas edades *plateau*, ya que las edades de los diferentes incrementos de calentamiento presentan cierta variación y no son exactamente iguales entre sí. Este es un hecho usual en las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total en pizarras, debido a que se trata de muestras con una distribución heterogénea de ^{40}Ar y ^{39}K . Pueden influir varios factores, fundamentalmente la pérdida de argón radiogénico por difusión y la presencia de otras fases minerales aparte de la mica blanca. Los valores de la relación K/Ca en las rocas estudiadas son bajos, entre 1.7 y 9.6, a pesar de haberse utilizado fracciones enriquecidas en fengita. Esto puede indicar la presencia de una fuente de Ca que no es la mica blanca y que podría interferir en los análisis (usualmente la clorita). Aún así, las pseudo-mesetas obtenidas por el calentamiento incremental (Figs. 50 y 51) presentan un bajo margen de error y una baja dispersión de edades promedio (tabla de la Figura 52), lo cual aumenta la confianza en la bondad de los resultados. Todas las muestras presentan valores de $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ compatibles con los atmosféricos (295.5) salvo las muestras AA 1-5, AA 2-8 y AA 2-10. Las dos primeras muestran valores algo bajos, mientras que la última de ellas acusaría un exceso de ^{40}Ar atmosférico.

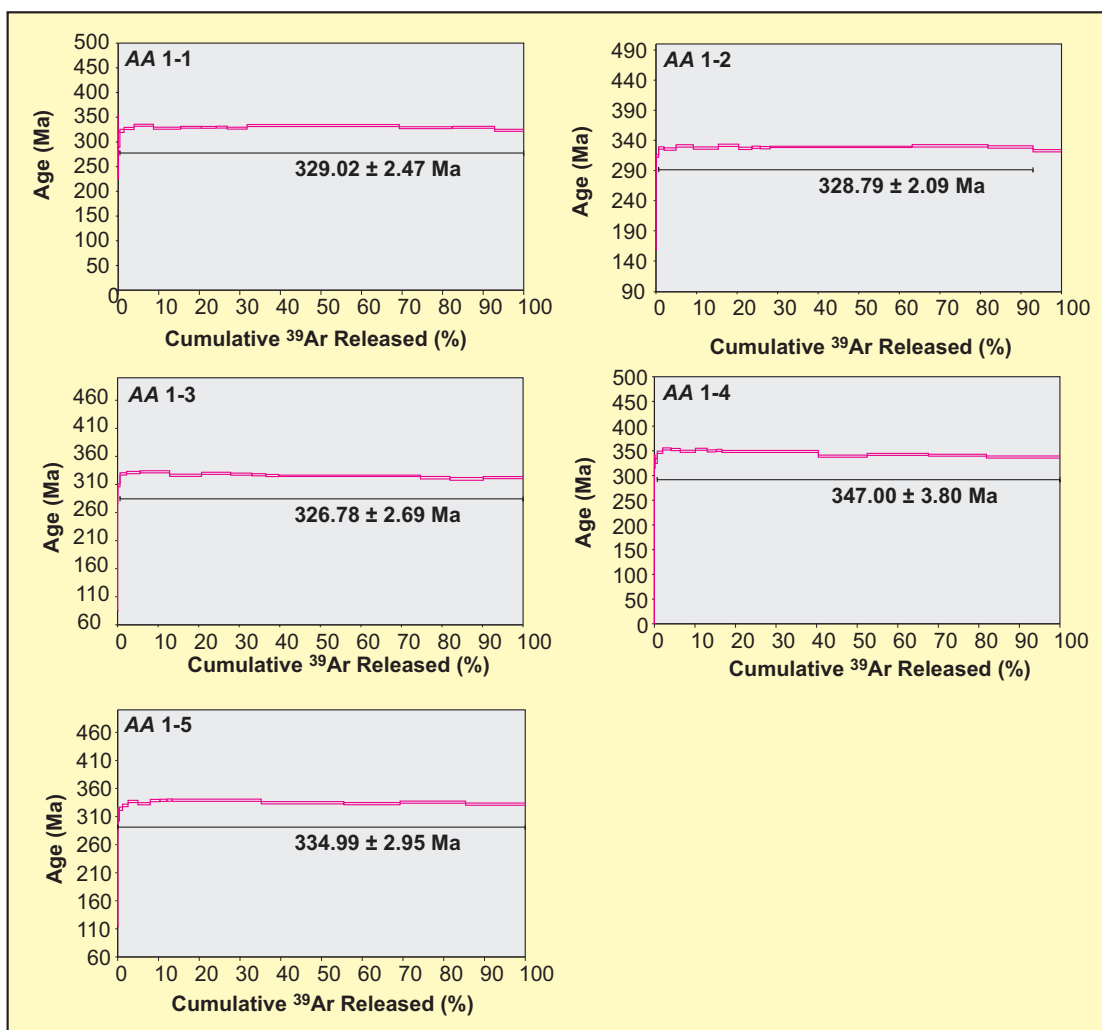


Figura 50: Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y pseudo-mesetas obtenidas por calentamiento a pasos en fracciones de roca total enriquecidas en mica blanca de muestras de pizarras con S_1 como única fábrica.

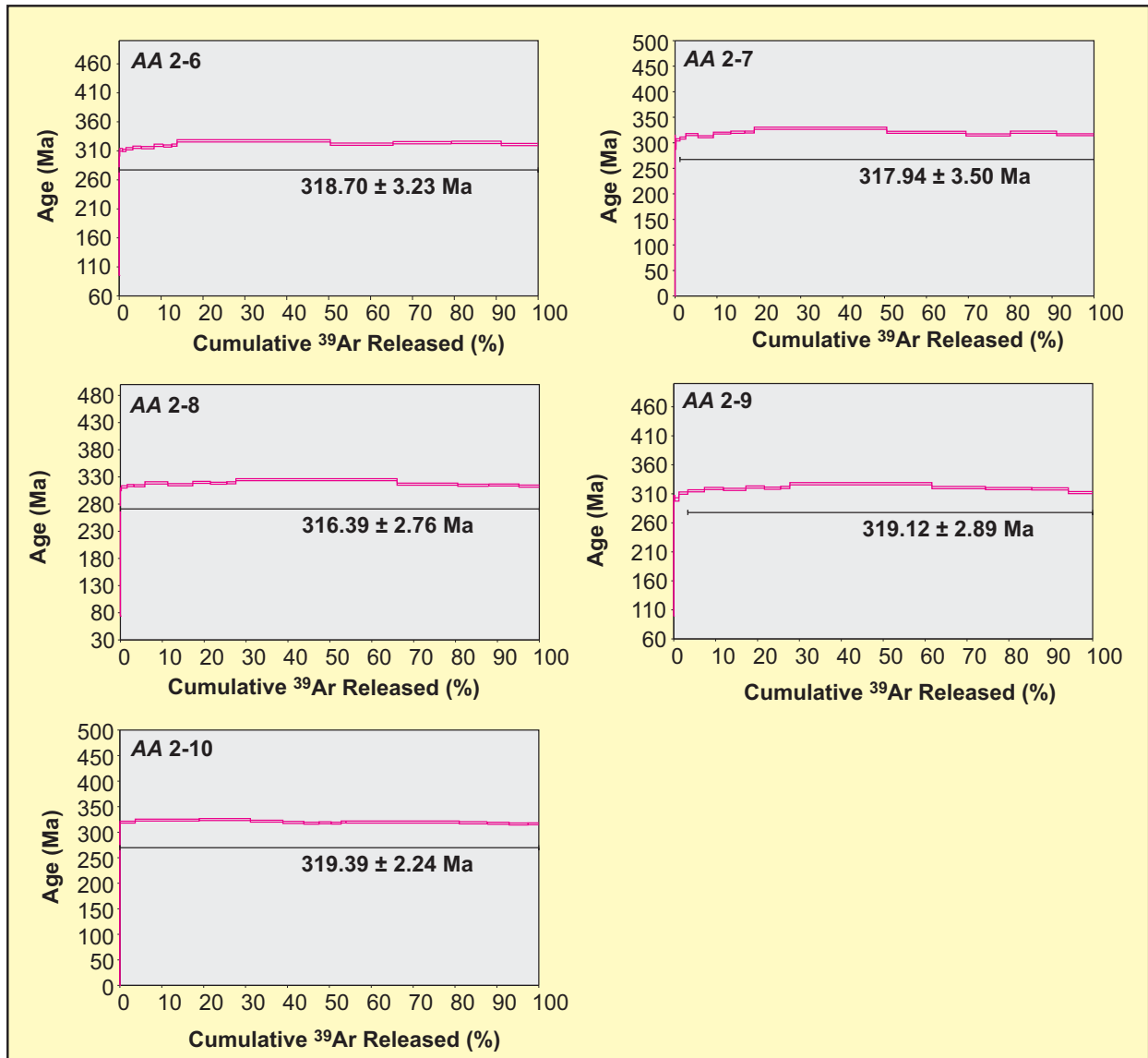


Figura 51: Edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y pseudo-mesetas obtenidas por calentamiento a pasos en fracciones de roca total enriquecidas en mica blanca de muestras de pizarras con S_2 como fábrica principal.

Casi todas las muestras analizadas exhiben un fuerte exceso de argón en los primeros pasos de calentamiento, excepto la muestra AA 2-7 y, en menor medida, la AA 1-3.

Interpretación

Fundamentalmente, consideraremos las edades promedio de las pseudo-mesetas como la edad del cierre del sistema isotópico para la fracción principal de la mica blanca de las muestras (que tiene lugar entre 325–375 °C). Por consiguiente, la discusión del significado de esas edades con respecto a la evolución tectonometamórfica de las rocas se centrará en las edades promedio obtenidas. Sin embargo, la técnica de calentamiento por pasos o incrementos aporta información adicional sobre posibles etapas de difusión que también analizaremos. En particular las edades máximas (exceptuados

MUESTRA	Edad plateau $\pm 2\sigma$ (Ma) MSWD; % ^{39}Ar ; n; K/Ca	Isocrona normal (Ma) $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; MSWD	Isocrona inversa (Ma) $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$; MSWD
AA 1-1	329.02 ± 2.47 8.50; 99.57; 12; 3.1 ± 1.6	329.23 ± 2.59 278.9 ± 26.3 ; 7.81	329.74 ± 2.58 275.6 ± 25.8 ; 7.70
AA 1-2	328.79 ± 2.09 4.12; 92.32; 11; 2.3 ± 1.1	329.81 ± 2.35 168.0 ± 163.3 ; 4.01	329.43 ± 2.34 200.1 ± 103.3 ; 3.98
AA 1-3	326.78 ± 2.69 13.91; 99.40; 12; 3.1 ± 1.2	328.34 ± 4.39 116.6 ± 469.9 ; 14.47	327.30 ± 4.43 239.9 ± 145.4 ; 15.17
AA 1-4	347.00 ± 3.80 29.86; 99.30; 12; 9.6 ± 3.1	343.08 ± 4.98 391.5 ± 123.3 ; 34.48	346.06 ± 4.68 347.0 ± 103.2 ; 30.08
AA 1-5	334.99 ± 2.95 15.69; 100.00; 14; 1.7 ± 1.3	334.24 ± 2.77 274.1 ± 17.2 ; 11.55	335.79 ± 2.64 271.7 ± 15.6 ; 9.92
AA 2-6	318.70 ± 3.23 25.08; 100.00; 14; 2.4 ± 1.3	322.76 ± 3.30 182.8 ± 57.5 ; 13.43	322.15 ± 3.27 196.3 ± 50.3 ; 13.58
AA 2-7	317.94 ± 3.50 26.79; 98.83; 11; 4.4 ± 1.1	318.51 ± 5.50 20.3 ± 692.2 ; 21.67	322.79 ± 5.28 451.9 ± 283.0 ; 19.84
AA 2-8	316.39 ± 2.76 16.86; 100.00; 14; 2.1 ± 1.4	319.64 ± 2.74 121.1 ± 202.0 ; 8.60	318.81 ± 2.80 72.9 ± 41.4 ; 10.15
AA 2-9	319.12 ± 2.89 16.98; 96.63; 11; 3.1 ± 1.8	318.42 ± 8.06 336.6 ± 544.7 ; 17.89	319.56 ± 8.26 273.0 ± 174.2 ; 18.91
AA 2-10	319.39 ± 2.24 7.30; 100.00; 14; 2.7 ± 2.0	315.79 ± 3.23 641.4 ± 292.5 ; 7.14	318.05 ± 3.20 474.1 ± 206.6 ; 7.17

Figura 52: Cuadro resumen con los resultados de las edades promedio $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$.

los excesos de argon característicos de los primeros pasos de calentamiento), que podemos interpretar como herencias de cristalización más antiguas; y las edades mínimas, que pueden representar los momentos en que la difusión ha dejado de ser significativa y, por tanto, el momento final de enfriamiento y cierre del sistema.

La edad de la S_1 de 347.00 ± 3.80 Ma obtenida en una muestra del núcleo del Sinforme de Majaelrayo (AA 1-4), es comparable a la de 342.60 ± 0.30 Ma obtenida por Dallmeyer et al. (1997) en una pizarra con S_2 situada bajo el Dominio Esquistoso de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM) en el Sinforme de Verín. La roca de Verín pertenece a una zona de cizalla que corta pliegues D_1 de la Zona Centroibérica, con una esquistosidad de plano axial S_1 también datada por Dallmeyer et al. (1997), mediante $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, en 359.30 ± 0.20 Ma. La interpretación de ambas edades por los autores implicaría un primer desarrollo de pliegues vergentes al E, hacia los 359 Ma, que acabarían siendo cortados por el emplazamiento de la ZGTM hacia los 343 Ma. Ambas edades corresponderían pues a procesos de engosamiento.

Nuestra edad de 347.00 ± 3.80 Ma es la más antigua obtenida para el metamorfismo varisco en el Sistema Central, si exceptuamos las poco creíbles $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 355 Ma de las migmatitas de la Peña Negra (Montero et al., 2004a) y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 370 ± 5 en turmalina metasomática del Ortogneis de San Pelayo (al S de Salamanca, Bea et al., 2009) y podría reflejar un diacronismo del plegamiento de primera fase, o bien el episodio contractivo que genera el emplazamiento de la ZGTM sobre la ZCI. Además, la misma muestra AA 1-4 presenta una edad máxima durante el calentamiento por pasos de 353.86 ± 2.14 Ma, que puede ser heredada de los primeros pulsos deformativos. Según eso, la deformación D_1

en nuestra zona sería quizás algo más moderna que en sectores más noroccidentales, pero previa al emplazamiento de la cuña de materiales alóctonos sobre la Zona Centroibérica. En cualquier caso, el engrosamiento total tanto aquí como en el NW del Macizo Ibérico puede deberse a la suma de dos componentes: 1) engrosamiento más o menos distribuido por plegamiento de los materiales del autóctono; y 2) engrosamiento localizado por superposición de una o más láminas alóctonas y en menor medida, de los depósitos sinorogénicos asociados.

En la Figura 53 puede observarse una comparación de las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en este trabajo con otras edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb publicadas de la ZCI. Las edades, con su margen de error respectivo, se han proyectado en lo posible sobre las zonas metamórficas de sus rocas correspondientes. En primer lugar se aprecia un desplazamiento entre las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de S_1 y S_2 , y las edades U-Pb de M_1 y M_2 existentes en este sector del SCE (Valverde-Vaquero et al., 1996 y Escuder Viruete et al., 1998). Las edades U-Pb tienden a ser más antiguas, lo que se explica por las diferentes temperaturas de cierre de los sistemas isotópicos utilizados ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en micas blancas, U-Pb en circones y monacitas), de modo que el lapso de tiempo entre M_1 y S_1 , o entre M_2 y S_2 puede estar relacionado con el tiempo de enfriamiento entre el momento en que las rocas de alto y medio grado se enfriaron por debajo de 700–600 °C y las de bajo grado por debajo de 325 °C. Además hay que recordar que, según nuestro esquema, M_1 abarcaría tanto D_1 como el principio de D_2 , ya que no hay un cambio sustancial en las paragénesis del metamorfismo Barroviense y no sería exactamente equivalente a la definición de $M_1 = D_1$, $M_2 = D_2$ de anteriores investigadores.

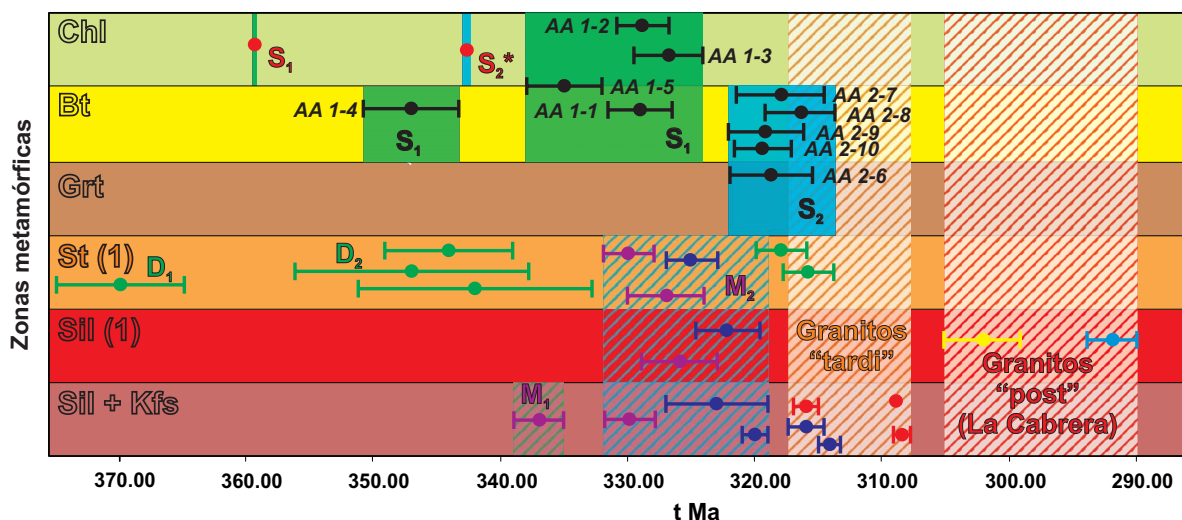


Figura 53: Esquema comparativo de diferentes edades isotópicas publicadas de la Zona Centro Ibérica. En violeta, Valverde-Vaquero et al. (1996); en rojo, Dalmeyer et al. (1997); en azul, Valverde-Vaquero (1997); en azul oscuro, Escuder Viruete et al. (1998); en amarillo, Casquet et al. (2004); en verde, Bea et al. (2009); en negro, este trabajo.

El resto de edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas de pseudo-mesetas de muestras con S_1 (muestras AA 1-1, AA 1-2, AA 1-3 y AA 1-5) abarcan un lapso de tiempo entre 337.94 y 324.09 Ma (incluyendo los márgenes de error), que es compatible con la edad U-Pb de 337.00 ± 2.00 Ma interpretada como M_1 y con buena parte de las edades U-Pb interpretadas como M_2 por Valverde-Vaquero et al. (1996) y Escuder Viruete et al. (1998), situadas entre 332 y 319 Ma.

En cuanto a las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ más antiguas obtenidas en turmalinas del S de Salamanca (Bea et al., 2009), dos de ellas carecen de un control microestructural preciso (370 ± 5 y 344 ± 5 Ma) y son discutibles pues corresponden a dos pseudo-mesetas dentro de la misma muestra. Otras dos (347 ± 9 y 342 ± 9 Ma) corresponden a rocas con S_1 y S_2 , y los autores las interpretan como edades D_2 correlacionables con el cabalgamiento de la ZGTM o bien con un proceso de colapso extensional. Al proceder de áreas sustancialmente más noroccidentales, la deformación podría ser más antigua que en nuestra área de estudio, pero ni es probable que el alóctono de la ZGTM alcanzara el S de Salamanca, ni que la fase D_2 extensional fuese tan precoz allí. De hecho, todas esas edades antiguas se basan en pseudo-mesetas de calidad dudosa que quizás reflejen *resettings* incompletos de turmalinas pre-variscas.

Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en filitas y esquistos con S_2 (AA 2-6, AA 2-7, AA 2-8, AA 2-9 y AA 2-10) abarcan entre 322.01 y 313.63 Ma (incluyendo los márgenes de error), es decir, algunas son compatibles con las edades U-Pb de M_2 más bajas de las publicadas, y otras llegan a ser incluso aún más jóvenes. Las rocas muestran, además, edades aparentes en el calentamiento por pasos que varían entre los 331 y los 323 Ma, que pueden interpretarse como herencias de momentos de pérdida de Ar durante M_2 y M_1 .

Las edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 318 ± 2 y 316 ± 2 Ma de turmalinas del S de Salamanca (Bea et al., 2009), que los autores relacionan con el emplazamiento de grandes volúmenes graníticos entre 315 y 310 Ma, son muy semejantes a las de S_2 obtenidas en este trabajo, aunque también a las de intrusiones graníticas variscas.

De acuerdo con nuestros nuevos datos, la deformación contractiva había alcanzado el sector de Somosierra-Honrubia hace 347.00 ± 3.80 Ma, y es posible que el proceso comenzara cerca de los 354 Ma o incluso antes. Las edades más jóvenes obtenidas en rocas con fábrica S_1 , hasta cerca de 327 Ma, probablemente reflejan un lento proceso de enfriamiento de la sección cortical situada por encima de la zona de cizallamiento dúctil de D_2 (ZCB), ya que la descompresión de los materiales enterrados en zonas más profundas comenzó hacia los 330 Ma (edad U-Pb de M_2 en Escuder Viruete et al., 1998).

Las edades más jóvenes de 327 Ma pertenecen a rocas con una S_2 extensional ya bien desarrollada, aunque existen cizallamientos discretos, que parecen corresponder a cabalgamientos relativamente tardíos respecto a M_2 o a frentes de láminas gravitacionales. Este es el caso del accidente que afecta al flanco inverso de un pliegue D_1 cerca de Hiendelaencina y que se ha datado en este trabajo en 319.39 ± 2.24 Ma. Este accidente forma parte de un grupo de estructuras cartografiadas por Soers (1972) como Cabalgamiento del Río Sorbe y Cabalgamientos de la Sierra de La Bodega y también recogidas por González Lodeiro (1980). Son posteriores a los pliegues D_1 y anteriores a las demás generaciones de pliegues. Dentro de esta generación de accidentes también incluimos la estructura cabalgante

que limita los *klippen* de leucogneises y paragneises migmatizados (en condiciones de la zona M_2 de sillimanita + Kfs) sobre esquistos y paragneises sin migmatizar (en condiciones de la zona M_2 de la sillimanita (1)), posteriormente plegada en sinformes D_3 en la Sierra de Horcajo y en Nazaret.

Cabalgamientos con sentido de movimiento de techo al E o SE, están también presentes en otras áreas internas, como en los complejos alóctonos del NW, y son interpretados como cabalgamientos fuera de secuencia, de edad comprendida entre 340 y 330 Ma (Dallmeyer et al., 1997; Alcock et al., 2009; Martínez Catalán et al., 2009). En áreas un poco más externas, el Cabalgamiento Basal del Manto de Mondoñedo superpuso materiales en condiciones de sillimanita + Kfs a esquistos y paragneises de la zona de sillimanita + moscovita (Arenas y Martínez Catalán, 2003; Martínez Catalán et al., 2003), hace entre 325 y 320 Ma (Dallmeyer et al., 1997; Martínez Catalán et al., 2007, 2009). Esta edad es comparable con la nuestra de 319 Ma y, como en los *klippen* de la Sierra de Horcajo y Nazaret, se trata de estructuras tardías con respecto al metamorfismo de baja presión y alta temperatura.

También en otras regiones del cinturón Varisco europeo se registró un nuevo episodio de tectónica compresiva posterior a la extensión principal. Así, en Montaña Negra, al S del Macizo Central Francés, al levantamiento isostático y la extensión cortical que abarca desde los 325 a los 315 Ma, le sucedió el emplazamiento de láminas cabalgantes en el flanco S del macizo hacia los 315–300 Ma (Cassard et al., 1993). Para Aerden (1998), ocurriría una nueva fase de plegamiento (D_3) posterior al principal proceso de extensión sincolisional (D_2), pero los cabalgamientos serían en realidad láminas gravitacionales inmediatamente posteriores (D_4) y de nuevo plegadas (D_5). Igualmente parece suceder en el occidente del Macizo Central Francés, donde paragneises de alto grado con relictos eclogíticos, que registran un engrosamiento inicial hacia los 360–350 Ma y fueron posteriormente exhumados, cabalgaron sobre unidades de menor grado metamórfico y fueron posteriormente afectados por pliegues de entidad cartográfica y finalmente por accidentes extensionales dúctiles que evolucionaron a desgarres frágiles hacia los 305 Ma (Faure, 1995; Roig et al., 2002 y referencias citadas).

En la región de Somosierra-Honrubia, la deformación dúctil asociada a la extensión de D_2 continuó con posterioridad a los 319 Ma y hasta al menos unos 316 Ma. También se localizan accidentes dúctiles extensionales de edad similar en otras áreas internas, como el Despegue de Pico Sacro en el Complejo de Ordenes, de sentido de movimiento de techo al NW y edad entre unos 323 y 314 Ma (Martínez Catalán et al., 2002, 2007; Gómez Barreiro et al., 2006, 2007). También cesó hacia los 313 Ma la actividad principal de la extensión dúctil en el Manto de Mondoñedo (Martínez Catalán et al., 2003 y referencias citadas), aunque un nuevo episodio extensional dio lugar a la Falla de Viveiro hace unos 300–290 Ma.

El final de D_2 parece coincidir con el inicio del emplazamiento en niveles meso-catazonales de granitos sincinemáticos de dos micas cuyos magmas se generaron por la descompresión de niveles profundos durante D_2 . Aunque hay edades publicadas de alrededor de 330 Ma (Bea et al., 1999), las edades obtenidas más recientemente tienden a ser más bajas: 318 ± 2 y 316 ± 2 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en turmalinas del S de Salamanca; Bea et al., 2009), 316.02 ± 1.40 y 314.21 ± 0.90 Ma (U-Pb en granitoides tempranos del W de Salamanca; Valverde-Vaquero et al. 2007), 313 ± 6 a 311 ± 3 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en granodioritas de Gredos; Montero et al., 2004b). Varias de las rocas estudiadas en este

trabajo suministran edades jóvenes durante pasos de calentamiento (AA 1-2: 314.31 ± 2.30 Ma; AA 1-3: 308.40 ± 2.50 Ma; AA 2-6: 310.77 ± 1.99 Ma; AA 2-7: 309.20 ± 2.02 Ma; AA 2-8: 311.65 ± 2.63 Ma; AA 2-9: 311.33 ± 1.96 Ma) que pueden estar relacionadas con una etapa de pérdida de Ar por difusión durante el calentamiento asociado a la extensión tardiorogénica y la intrusión de granitoides sincinemáticos alrededor de 310 Ma.

El comienzo de D_3 , en este área de la Zona Centro Ibérica debe ser posterior a los 316.39 ± 2.76 Ma, que es la más joven de las edades de pseudo-meseta $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenidas en pizarras con S_2 como fábrica principal y que es posterior a las edades de M_2 obtenidas mediante U-Pb y publicadas hasta la fecha. Esta edad sería consistente con las edades alrededor de 314 ± 6 Ma publicadas (Capdevila y Vialette, 1970; Ries, 1979) y coincidiría con buena parte de las edades de los granitoides sincinemáticos. También en la Zona Centroibérica de Portugal, la edad de la deformación D_3 se sitúa entre los 315 y los 305 Ma (Valle Aguado et al., 2005).

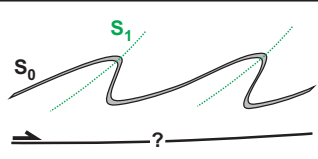
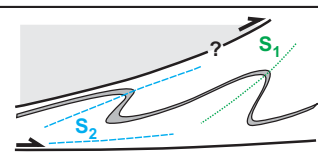
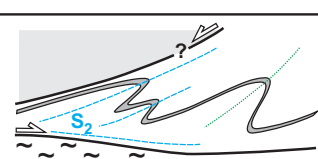
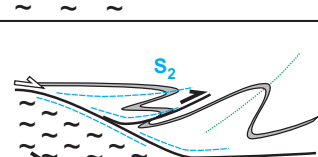
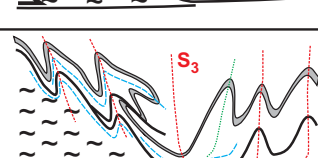

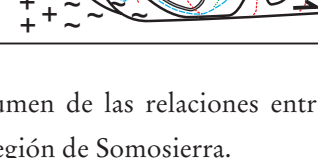

Estructuras		Metamorfismo	Edad (Ma)
D_1		M_1 IP - IT	354 ± 2
			-
D_2		M_2 L-IP - HT	347 ± 4
			-
			327 ± 3
			327 ± 3
D_3		M_3 LP - HT	$315 - 305$
D_4		M_4 LP - LT	$302 - 270$

Figura 54: Resumen de las relaciones entre estructura, metamorfismo y geocronología deducidas en este trabajo para la región de Somosierra.

El final de D_3 es más difícil de establecer. Los granitoides postcinemáticos que afloran extensamente en el SCE son posteriores al plegamiento D_3 , pero en algunos casos aparecen afectados por las zonas de cizalla extensionales dúctil-frágiles de D_4 , como en Santa María La Real de Nieva o la Banda Milonítica de Toledo (Hernández Enrile, 1991) y en otros casos no, como en Santa María de la Alameda (Martín-González, 2007). Además, el inicio del desarrollo de las fallas normales dúctil-frágiles de la etapa D_4 extensional tiene que ser de coetáneo a inmediatamente posterior al emplazamiento de los granitos tardíos, ya que intrusiones y encajantes todavía no se habían enfriado lo suficiente como para pasar al campo de la deformación frágil. Por tanto, el comienzo de D_4 debe situarse durante el emplazamiento de estos granitos, cuyas edades se sitúan entre los 302 y los 270 Ma (Priem et al., 1965, 1970; Cocherie, 1978; García Garzón, 1987; Fourcade et al., 1989; Casillas et al., 1991; Bellido et al., 1992; Valverde-Vaquero et al., 2007). Varias de las rocas estudiadas muestran edades aparentes jóvenes durante los últimos pasos del calentamiento incremental (*AA 1-2*: 292.94 ± 8.06 Ma; *AA 1-3*: 283.46 ± 9.15 Ma; *AA 2-7*: 290.45 ± 3.05 Ma; *AA 2-9*: 300.36 ± 2.85 Ma) que pueden relacionarse con la intrusión de granitoides postcinemáticos respecto a D_3 . Estructuras extensionales tardías, con un significado tectónico similar, como podría ser la Falla de Vivero en el NW peninsular, parecen datarse también alrededor de 300 Ma (Dallmeyer et al., 1997). En la Figura 54 se propone un cuadro-resumen con las relaciones entre etapas de deformación, estructuras, episodios de recrystalización metamórfica y edades.

12. ANÁLISIS DE LAS TRAYECTORIAS P-T-t

Para el análisis tectonotermal de la sección cortical estudiada se ha utilizado la red de reacciones petrogenéticas de Holland y Powell (1998), sobre la cual se han representado las condiciones $P-T_{\text{máx}}$ calculadas con la aplicación avPT de THERMOCALC (Holland y Powell, 1990) con sus elipses de error y las condiciones $P_{\text{máx}}-T_{\text{máx}}$ calculadas por Barbero y Villaseca (2000) para las eclogitas de la región de Segovia (Figura 55a); aunque hay que hacer constar que la edad de su metamorfismo es desconocida. En la representación de los valores de las condiciones P-T, los símbolos cuadrados representan las rocas de muro y los círculos las rocas de techo de la zona metamórfica.

Las trayectorias de las rocas de las zonas M_1 del granate, M_1-M_2 de la estaurolita (1) y M_2 de la sillimanita (1), se han trazado en la Figura 55b asumiendo que los valores P-T calculados corresponden al pico metamórfico o $P-T_{\text{máx}}$. Como se trató al comienzo del capítulo, se usaron composiciones del granate cercanas al borde, con bajas relaciones $Fe/(Fe+Mg)$, pero que ya muestran un marcado descenso de X_{grs} con respecto a las composiciones del centro del granate. Por tanto, la trayectoria debe alcanzar estas condiciones incrementando su temperatura y disminuyendo su presión, tras haber pasado por el pico bórico, aunque frecuentemente los granates muestran hacia el borde del cristal un pequeño repunte de la presión. Las condiciones $P_{\text{máx}}-T$ del pico bórico son desconocidas para todas estas zonas y, por tanto, su posición puede ser sólo orientativa. El significado tectonotermal de $P_{\text{máx}}-T$ correspondería al final de D_1 y quedaría dentro del segmento de trayectoria correspondiente a M_1 . El estadio M_1 terminaría con el comienzo de la descompresión isoterma a retrógrada que inhibió el crecimiento de granate (Figura 55c). El desarrollo de D_1 podría haber tenido lugar entre 354 y 347 Ma (Figura 55d), de acuerdo con las edades $^{40}Ar/^{39}Ar$ más antiguas obtenidas.

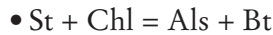
Para el caso de las rocas de la zona del granate, la trayectoria queda forzosamente a temperaturas bajas, en torno a los 500 °C como máximo. La estabilidad del granate rico en almandino (entre 64.41 y 85.62% en estas rocas) es compatible con los valores relativamente altos en X_{sps} , que pueden ser superiores al 20%.

El hecho de que los zonados químicos de los granates de esta zona, y también los de las zonas de estaurolita (1) y sillimanita (1), reflejen sólo un limitado incremento inicial en Ca se explicaría así por el hecho de que, durante la mayor parte de la trayectoria de presurización de las rocas, la temperatura era demasiado baja para producir blastesis de granate, indicando una velocidad de enterramiento rápida, en parte relacionable con procesos de engrosamiento por cabalgamiento.

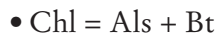
La posibilidad de una presurización rápida en estas rocas fue ya apuntada por Hernáiz Huerta et al. (1996, 2005a, 2005b) y Escuder Viruete et al. (1996), sobre la base de una cita petrográfica de distena en metapelitas de bajo grado en las proximidades de la Ermita de Hontanares (Riaza) que aparece en García Cacho (1973). Desgraciadamente, esta ocurrencia de distena a tan baja temperatura nunca ha podido confirmarse y los únicos relictos blindados en plagioclasa que se han encontrado en esta localidad corresponden a cloritoide y no a distena. También se propone un engrosamiento rápido

para otras áreas del Varisco europeo en diversos trabajos (e.g. 10 Ma en Schulmann et al., 2002). La velocidad del engrosamiento podría no ser uniforme y acelerarse durante el proceso, como se puede interpretar para la evolución de la ZCI en el área de Sanabria (Díez Montes, 2007). Una primera parte, por engrosamiento distribuido, progresaría más lentamente (con menor pendiente inicial en la Figura 55b) y después podría producirse el emplazamiento rápido de una lámina cabalgante.

En el diagrama P–T–t de la Figura 55b, la trayectoria progradada de las rocas de la zona M₁-M₂ de la estaurolita (1) supera ligeramente la reacción KFMASH:



y parcialmente la reacción KMASH:



sin que llegue a producirse silicato alumínico en estas rocas. Esto puede deberse a la cinética de las reacciones, ya que las temperaturas a las que tienen lugar son superadas por poco, y/o a que previamente se ha consumido la mayor parte de la clorita mediante las reacciones KFASH:



y KFMASH:



La parte retrógrada de la trayectoria D₂ de las rocas de la zona M₁-M₂ de la estaurolita (durante M₂) debe corresponder a un enfriamiento relativamente rápido, ya que una descompresión isoterma a 600–650 °C habría dado lugar a la blastesis generalizada de distena y sobre todo de sillimanita en toda la zona metamórfica. Únicamente se produce una blastesis importante de sillimanita (1) en las rocas situadas estructuralmente inmediatamente por encima de la isograda de la distena. Este hecho se observa en el núcleo de los sinformes de D₃ truncados entre las fallas normales tardías de Berzosa y Montejo de la Sierra (Mapa IIa). En el diagrama P–T–t de la Figura 55b la trayectoria final de las rocas de la zona de la estaurolita (1) durante D₂ se divide en dos ramas: una que continúa el enfriamiento y representa la evolución en el flanco oriental del Antiforme de El Cardoso, y otra que dio origen a las trayectorias de la zonación de M₃. Esta segunda parte de la trayectoria llevó las rocas a condiciones de desestabilización del granate almandino para dar lugar a estaurolita y al campo de estabilidad de la andalucita. La desestabilización del granate tiene lugar cuando las rocas atraviesan la reacción KFASH:



La desestabilización de granate para dar entrada, de nuevo, a la estabilidad de estaurolita parece estar en relación con la aparición de un nuevo tipo petrográfico de estaurolita (estaurolita (2)), que junto a la andalucita y a la sillimanita (2) dieron lugar durante D₃ y parte de D₄ a una zonación de bajas presiones (M₃) que se superpone a la zonación Barroviense (M₁) en las proximidades de la Falla de Berzosa, tanto en Honrubia como en El Cardoso y en El Vellón (ver zonas metamórficas del E del Sistema Central del Mapa I). En la Figura 55b se han representado D₃ y D₄ con un pequeño nuevo ciclo que da lugar a un bucle de sentido horario. Este nuevo calentamiento que produjo la

transformación de andalucita en sillimanita (2), podría haberse realizado a presión constante, en forma de pico térmico relativo (*thermal spike*) que reflejaría un aporte convectivo de calor debido al magmatismo tardivarisco. Según Whitney y Dilek (1998a y 1998b), la presencia de múltiples picos térmicos es característica de la evolución de terrenos que han experimentado engrosamiento y una rápida exhumación, tales como los *core complexes*, y la parte final de esa evolución está marcada por un importante magmatismo sin-extensional. En nuestra opinión, una presurización progradada adicional relacionada con D₃ permitiría, además, llevar las rocas a condiciones de andalucita y de sillimanita evitando las principales reacciones formadoras de cordierita, lo cual satisface las observaciones petrográficas.

La trayectoria de las rocas de la zona M₂ de la sillimanita (1) transcurre por dentro del campo de estabilidad de la distena en gran parte de su recorrido (Figura 55b). Como veíamos en el apartado de termobarometría, las condiciones calculadas para P–T_{máx} se sitúan dentro de este campo y superan en más de 50 °C las primeras reacciones formadoras de silicato aluminico. De acuerdo con ello, pero sobre todo de acuerdo con las observaciones petrográficas, deducíamos que buena parte de las rocas de la zona M₂ de la sillimanita (1) correspondían a la zona M₁ de la distena, salvo las rocas del techo estructural, que parecen no haber superado las condiciones de estaurolita durante M₁.

Después de haber alcanzado las condiciones de P–T_{máx}, las rocas pueden haber experimentado aún una pequeña presurización (incrementos en X_{grs} cerca del borde de los granates tipo A). A partir de entonces la trayectoria debe entrar directamente en el campo de estabilidad de la sillimanita, como se deduce petrográficamente de la transformación de distena en sillimanita. La transformación polimórfica no sucede inmediatamente, siendo normal la presencia de prismas de distena metaestable rotos y como *boudins*, en asociación con la sillimanita fibrolítica en la fábrica S₂. Tras atravesar las condiciones de sillimanita-*in*, la trayectoria marca una pauta retrógrada que evita la entrada de los materiales en condiciones de estabilidad de cordierita para las composiciones presentes.

Por debajo de 650 °C el granate se desestabilizó en presencia de silicato aluminico para dar estaurolita y biotita según la reacción KFMASH:



Por debajo de 4 kbar de presión, y a temperaturas inferiores a 600 °C, el granate almandino se desestabilizó para producir biotita y estaurolita según la reacción KFLASH:



Ambas reacciones son responsables de la aparición de un nuevo tipo de estaurolita (2) asociada al metamorfismo M₃ de baja presión.

Inmediatamente después y a una temperatura algo menor, las rocas pasaron a condiciones del campo de estabilidad de la andalucita. A partir de ese momento (final de D₂, 319–316 Ma según las edades ⁴⁰Ar/³⁹Ar de S₂) se produjo un nuevo ciclo P–T–t en sentido horario de las trayectorias (M₃ y M₄), de forma que D₃ y el comienzo de D₄ van acompañadas de las blastesis de estaurolita (2), andalucita y, sobre todo, sillimanita (2). Esta última generación de sillimanita aparece prácticamente en todas las rocas de la zona M₂ de la sillimanita (1) al W de la Falla de Berzosa (no así en el entorno del Gneis de

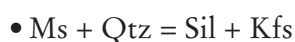
Riaza) y regionalmente también en todo el basamento profundo del Dominio del Guadarrama hasta los Macizos de Ojos Albos y La Cañada-Cebreros.

La trayectoria de las rocas de la zona M_2 de sillimanita + Kfs (Figura 55c) está trazada considerando los valores P–T calculados por Barbero y Villaseca (2000) para las retroeclogitas de la región de Segovia, como los equivalentes a $P_{m\acute{a}x}$ – $T_{m\acute{a}x}$ para las rocas regionalmente cozonales (al menos durante D_2). La trayectoria dibuja un amplio segmento de relajación termal tras el engrosamiento. Esta parte de la trayectoria progradada no puede ser reconstruida ni siquiera de forma cualitativa, ya que los granates de las rocas de la zona están afectados por procesos de homogeneización que interpretamos como desarrollados a $T_{m\acute{a}x}$.

La parte descompresiva de la trayectoria de las rocas del muro de la zona M_2 de sillimanita + Kfs es probablemente isoterma en su inicio, ya que la temperatura en torno a 750 °C calculada a 14 kbar (M_1) por Barbero y Villaseca (2000) es similar a la temperatura calculada en este trabajo en torno a los 7.5 kbar (M_2) para rocas tectonometamórficamente similares a las encajantes de los *boudins* de retroeclogitas de Segovia (muestras del muro de la zona). Es decir, tras alcanzarse el máximo enterramiento parece registrarse una descompresión isoterma inicial, equivalente a la desaparición de una lámina de roca de 19.5 km de espesor situada por encima. Durante este lapso de tiempo se produjo la homogeneización de los granates de tipo C y la descompresión llevó a las rocas de la zona a condiciones de moscovita-out, y las rocas desarrollaron su característico bandeo migmatítico.

Después la trayectoria dibuja un repunte de presión deducido del incremento en X_{grs} que experimentan algunos granates de tipo C cerca de su borde. Este repunte podría ser similar al que muestran los perfiles de los granates de tipo A en rocas más someras (Figura 55b). En ambos casos las presurizaciones probablemente corresponden al emplazamiento más o menos tardío de láminas cabalgantes que pueden corresponder al mismo episodio, el que dio lugar a los *klippen* de la Sierra de Horcajo y de Nazaret, que involucran a una lámina de gneises migmatíticos y quizás a los cabalgamientos del Río Sorbe y de la Sierra de La Bodega. La edad de estos procesos debería ser posterior a 327 Ma (edad $^{40}Ar/^{39}Ar$ más joven en rocas con sólo S_1), y puede estar indicada por los 319 Ma del Cabalgamiento del Río Sorbe.

La trayectoria de las rocas del techo de la zona M_2 de sillimanita + Kfs se ha trazado de forma algo diferente (Figura 55c). De acuerdo con la interpretación de sus zonados químicos, tras una etapa de crecimiento rápido de los granates del tipo B, las rocas experimentaron un proceso de exhumación retrógrado que inhibió el crecimiento del granate. Durante este proceso se llegó a producir cierta migmatización, por lo que la trayectoria también debe haber sobrepasado en algún momento la reacción

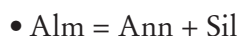


A este episodio le siguió un calentamiento con pequeña presurización, que podría estar relacionado con la superposición sobre las rocas de la lámina preservada en el *klippe* de la Sierra de Horcajo).

A partir de este momento probablemente localizado entre los 319 y los 316 Ma (edad más joven de S_2 obtenida mediante $^{40}Ar/^{39}Ar$), las rocas de la zona debieron continuar su evolución con un

cierto enfriamiento durante M_3 y M_4 (aunque los niveles situados estructuralmente por encima se encuentren al mismo tiempo bajo progresivo calentamiento), ya que de otro modo se habría producido una blastesis importante de cordierita.

Esta blastesis sí se produjo en niveles aún más profundos (zona metamórfica de sillimanita + cordierita + Kfs), en las áreas centrales del Guadarrama (trayectoria ilustrada en la Figura 55d). Por debajo de 4 kbar y a temperaturas entre 600 °C y 650 °C la trayectoria de las rocas atraviesa la siguiente reacción KFLASH:



Esa reacción es la responsable de la desaparición de buena parte del granate presente en las rocas de alto grado de esta zona metamórfica y de la producción de sillimanita (2).

El hecho de que los niveles supraestructurales se estén calentando, al tiempo que los niveles inferiores no parecen hacerlo (Figura 55d), tiene que ponerse en relación con el plegamiento de D_3 : la zona de mayor intensidad de deformación por cizalla durante D_2 es la que sufre un mayor adelgazamiento, con el consecuente *telescoping* de sus isogradas. El plegamiento del conjunto debería producir un nuevo perfil térmico por homogeneización, en el que el calentamiento de los niveles más delgados y fríos se acompaña del enfriamiento de los anteriormente más profundos y calientes. Sin embargo, el plegamiento de D_3 no produjo una presurización significativa dentro de la evolución P-T de los niveles más profundos, ya que las rocas no volvieron a entrar en condiciones de estabilidad de la distena.

Con posterioridad a D_3 y para finalizar M_3 , los accidentes dúctil-frágiles de la etapa D_4 extensional pusieron en contacto niveles más someros y fríos con niveles profundos calientes, produciendo inicialmente un acercamiento convergente entre las trayectorias P-T-t de las rocas de techo y de muro. Algunas de estas fallas dúctiles fueron fosilizadas por las intrusiones de granitos tardíos (por ejemplo la Falla de Santa María de La Alameda por el granito de Las Navas del Marqués, de 302 ± 4 Ma (Casillas et al., 1991), o la Falla de Madarcos-Gandullas por el Granito de La Pedriza, por lo que deben ser anteriores a 295 Ma (tomando como referencia la edad del granito de La Cabrera; método U-Pb TIMS; Valverde-Vaquero, 1997). Otras de estas estructuras, o su etapa de funcionamiento más frágil, afectaron a los granitos tardíos o parecen ser posteriores tanto a la zonación metamórfica de M_3 como a los granitos (Falla de Berzosa, por ejemplo). De ello se deduce que a partir de los 295 Ma, la evolución P-T-t regional (M_4 , Figura 55d) debe corresponder a un enfriamiento acompañado por deformaciones muy tardías y frágiles, y por el desmantelamiento erosivo de los restos del relieve de la cadena.

El salto vertical deducible de la Falla de Berzosa, en tanto que accidente dúctil-frágil tardío, es bastante pequeño; probablemente no superior al equivalente de 2 kbar. La importancia del salto estratigráfico es mucho mayor que la del salto metamórfico de las zonas de M_1 y M_2 , y éste es mayor que el salto en las zonas metamórficas de M_3 , ya que la falla D_4 afecta a una secuencia tectonothermal previamente adelgazada durante D_2 .

13. MODELO DE EVOLUCIÓN TECTONOTERMAL

La macroestructura de D_1

Al principio de la evolución varisca del área, probablemente entre 354 y 347 Ma, los materiales del Proterozoico superior y Paleozoico inferior fueron enterrados a profundidades considerables durante un episodio de tectónica contractiva que denominamos D_1 , produciendo su recrystalización bajo un gradiente de P/T intermedias: M_1 . El enterramiento, o al menos la última de él, pudo ocurrir de forma bastante rápida, ya que las características texturales de la blastesis mineral y los zonados químicos de los granates indican un crecimiento tardío respecto a D_1 . En todo caso, la inercia térmica de la corteza engrosada produjo que las rocas alcanzasen su mayor enterramiento antes de que su temperatura se elevase para acomodarse al gradiente geotérmico. Las estructuras relacionables con D_1 que se conservan en las rocas de niveles epi- y mesocorticales del área de estudio se limitan a pliegues isoclinales vergentes al E o NE, de tamaño relativamente pequeño, un par de km o poco más, con una fábrica plano-axial asociada. En el sector de Somosierra-Honrubia no se conocen duplicaciones importantes de los materiales, ni siquiera en las secciones de afloramiento más continuas y completas, aunque su existencia podría haber sido borrada por la erosión.

Las zonas metamórficas de la clorita, biotita, granate, estauroлита y distena, tienen una distribución variablemente conservada en toda la parte central y oriental del SCE, desde el Macizo de Hiendelaencina hasta la región de Segovia y el Macizo de Santa María La Real de Nieva. Los mayores enterramientos se localizan en el eje Honrubia-El Cardoso, donde la Cuarcita Armoricana alcanzó condiciones de la zona M_1 del granate, y probablemente en la región del Lozoya, aunque allí no queda registro de los materiales epizonales. Tanto hacia el E de este eje (Hiendelaencina), como sobre todo hacia el W (Santa María La Real, Ojos Albos, La Cañada), las zonas metamórficas afectan a materiales estratigráficamente más bajos, indicando que existe una suave oblicuidad de las isogradas de M_1 con respecto a la estructura.

De acuerdo con la evolución deducida de los zonados de crecimiento de los granates tipo A, sea cual sea su zona, la etapa principal de enterramiento fue seguida por un calentamiento acompañado de una suave descompresión y con pequeños repuntes de presión hacia su final. Esta es la etapa principal de blastesis de las paragénesis de M_1 y supone el final del desarrollo de la zonación metamórfica Barroviense, que probablemente tuvo lugar con anterioridad a 327 Ma y en ningún caso después de 319 Ma. Dentro del proceso tectónico de exhumación D_2 , esta etapa inicial de suave descompresión progradada muestra características compatibles con un proceso de flujo dúctil de las rocas bajo un régimen de cizallamiento subhorizontal.

La termobarometría realizada con THERMOCALC indica que las condiciones de pico térmico de M_1 (fin de D_2 inicial) se alcanzaron a presiones de ~7.2 kbar a 494 °C para la zona del granate (~21 km de enterramiento a nivel de la Cuarcita Armoricana en la región de El Cardoso), de hasta ~8.9

kbar a 658 °C para la zona de la estaurolita (1) (~27 km de enterramiento para la base del Ordovícico) y de ~9.4 kbar a 687 °C para materiales pre-ordovícicos ya en condiciones de la zona de la distena. En tanto que las composiciones minerales utilizadas corresponden a $T_{\text{máx}}$ y reflejan presiones algo inferiores a las máximas experimentadas por las rocas, podemos tomar estos valores como valores mínimos del enterramiento que experimentaron los materiales durante D_1 .

Sin embargo, el espesor del Ordovícico por encima de la Cuarcita Armoricana, el Silúrico y el Devónico Inferior, es de unos 4000 m. Aún estimando un acortamiento máximo del 50% por plegamiento en condiciones de *plane strain*, tendríamos un enterramiento de sólo 8.000 m para la zona del granate durante D_1 . Esto supondría algo menos de 3 kbar, es decir, sólo un 40% de la presión registrada podría deberse a engrosamiento homogéneo. El 60% restante debe proceder de una lámina de materiales suprayacentes no conservados, probablemente una lámina cabalgante, y tal vez depósitos sinorogénicos asociados. Esto implica un espesor de ~12–13 km de rocas emplazadas y/o depositadas sobre las series conocidas.

Una posible explicación es un engrosamiento local por grandes pliegues tumbados o por un cabalgamiento enraizado en el actual domo del Sistema Central. Un cabalgamiento así tendría menos P en su autóctono relativo hacia el E, y también menos P en el propio alóctono hacia el W, es decir, en su parte superior. El problema es que esas estructuras no se reconocen hoy día en los afloramientos, pero podrían haber sido erosionadas en su mayor parte por el desarrollo del domo del Sistema Central, y sus raíces borradas por el cizallamiento asociado a la extensión.

Otra alternativa es apelar a la gran estructura de cabalgamiento de la Zona de Galicia-Trás-os-Montes (ZGTM) sobre la Zona Centroibérica (ZCI), que involucra una sección cortical de más de 10 km (el espesor preservado en el Complejo de Órdenes ronda los 20 km; Martínez Catalán et al., 2002, 2007). Una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtenida por Dallmeyer et al. (1997) data ese cabalgamiento en 342.60 ± 0.30 Ma, edad similar a la más antigua obtenida en este trabajo para D_1 (347.00 ± 3.80 Ma).

En los metasedimentos de las Unidades Basales y del Dominio Esquistoso de la ZGTM existen dos tipos texturales de granates que, groseramente, corresponden también a dos tipos diferenciables de zonados. El tipo I (Hilgen, 1971) corresponde a pequeños granates sin- D_1 de alta presión, crecidos durante la construcción del complejo acrecional (Arenas et al., 1995). Estos granates se encuentran en el margen continental subducido (Unidades Basales), pero no están presentes en el parautoctono. Sus perfiles químicos se caracterizan por incrementos de X_{Ca} de centro a borde que reflejan la presurización de las rocas. Los de tipo II (Hilgen, 1971) corresponden, en cambio, a granates de mayor tamaño, crecidos en condiciones de presiones medias (Arenas et al., 1995) y están presentes tanto en los esquistos de las Unidades Basales como en el autóctono relativo. Sus zonados se caracterizan por marcadas bajadas en X_{Ca} hacia el borde del cristal, debidas a que buena parte de su crecimiento tuvo lugar durante un episodio descompresivo, D_2 . Este episodio tiene que ver con la extensión de la pila acrecionaria emplazada sobre el margen no subducido (Martínez Catalán et al., 1996; 2002). Los granates de tipo A del Sistema Central Español y los granates de tipo II del NW peninsular tienen en común ese crecimiento en condiciones descompresivas y también hace factible la correlación entre los procesos geodinámicos que les han podido dar origen.

Los complejos alóctonos del NW peninsular (Ries y Shackleton, 1971; Ribeiro, 1983; Arenas et al., 1986), son correlacionables con otras unidades que tienen gran extensión a lo largo de afloramientos equivalentes del cinturón varisco europeo (Matte y Burg, 1981; Matte, 1986; Martínez Catalán, 1990; Matte, 1991; Martínez Catalán et al., 2007; Figura 56). En concreto, existen conjuntos equivalentes en el Macizo Sud-Armoricano (Complejo de Champtoceaux; Hanmer, 1977; Marchand, 1981; Burg, 1981), en el Sistema Central Francés (Complejo leptyno-anfibolítico; Burg and Matte, 1978; Bodinier et al., 1986, 1988), en la Selva Negra (Wimmenauer y Lim, 1988), en los Vosgos (Eisbacher et al., 1989), en el Macizo de Bohemia (Complejo gneísico Moldanúbico; Behr et al., 1982; Fuchs, 1983), en los Sudetes polacos (Smulikowski y Smulikowski, 1985; Quenardel et al., 1988), en el Macizo de Maures (Vauchez y Bufalo, 1988), y en Córcega y Cerdeña (Bourrouilh et al., 1980). Dado el exotismo y aloctonía de sus materiales con respecto a los autóctonos y las fuertes similitudes en la naturaleza e historia tectonotermal que guardan entre sí los complejos, parece razonable asumir una lámina alóctona única, aunque internamente compleja, por lo que su extensión pudo ser probablemente mayor que su representación actual en el cinturón Varisco Ibérico, donde ya sólo se encuentra como *klippen* preservados en grandes estructuras sinformales.

En el macizo Varisco de Cerdeña, el episodio principal de engrosamiento también tuvo lugar hace 340 Ma y supuso un enterramiento máximo de unos 10 kbar a 450 °C para las rocas de la zona de la estauroлита (Di Vincenzo et al., 2004). Esas mismas rocas alcanzaron su pico metamórfico durante D₂ hace 325 Ma, a unos 8 kbar y 550 °C, por lo que el sector parece haber sufrido una evolución y condiciones P–T similares a las de Guadarrama-Somosierra, aunque a temperaturas unos 100 °C menores, lo que habría permitido que se conserve una zona de la distena propiamente dicha, al igual que en Hiendelaencina y en Santa María La Real de Nieva. Probablemente, que se alcanzaran temperaturas menores se debe a que las rocas pasaron menos tiempo enterradas a la profundidad suficiente.

La rapidez e importancia del enterramiento; el déficit de carga litostática que se produciría con los materiales autóctonos conservados, con respecto a las presiones registradas; la ausencia de grandes estructuras internas de engrosamiento reconocidas; la sincronía de edades del emplazamiento de la ZGTM sobre la ZCI y del engrosamiento por deformación tangencial en el área de estudio; y la importancia de los procesos descompresivos a alta temperatura, tanto en el SCE como a la base de los complejos alóctonos del NW; permiten considerar la existencia de una lámina alóctona de la ZGTM sobre el autóctono del SCE en Guadarrama-Somosierra.

Una posible interpretación de la extensión de esta lámina se expone en el corte esquemático paralelo a la cadena de la Figura 57. La lámina alóctona debería tener al menos 12 km de espesor en el eje Honrubia-El Cardoso y adelgazarse tanto hacia el E (Hiendelaencina) como hacia el W (La Cañada-Cebreros). Una reconstrucción de la posible sección cortical en el área hace unos 347 Ma está plasmada en la Figura 58a. Esta distribución de espesores en una sección perpendicular a la dirección de la cadena, produciendo un gradiente simétrico de enterramiento, corresponde en tres dimensiones a una morfología de lengua de dirección NW-SE.

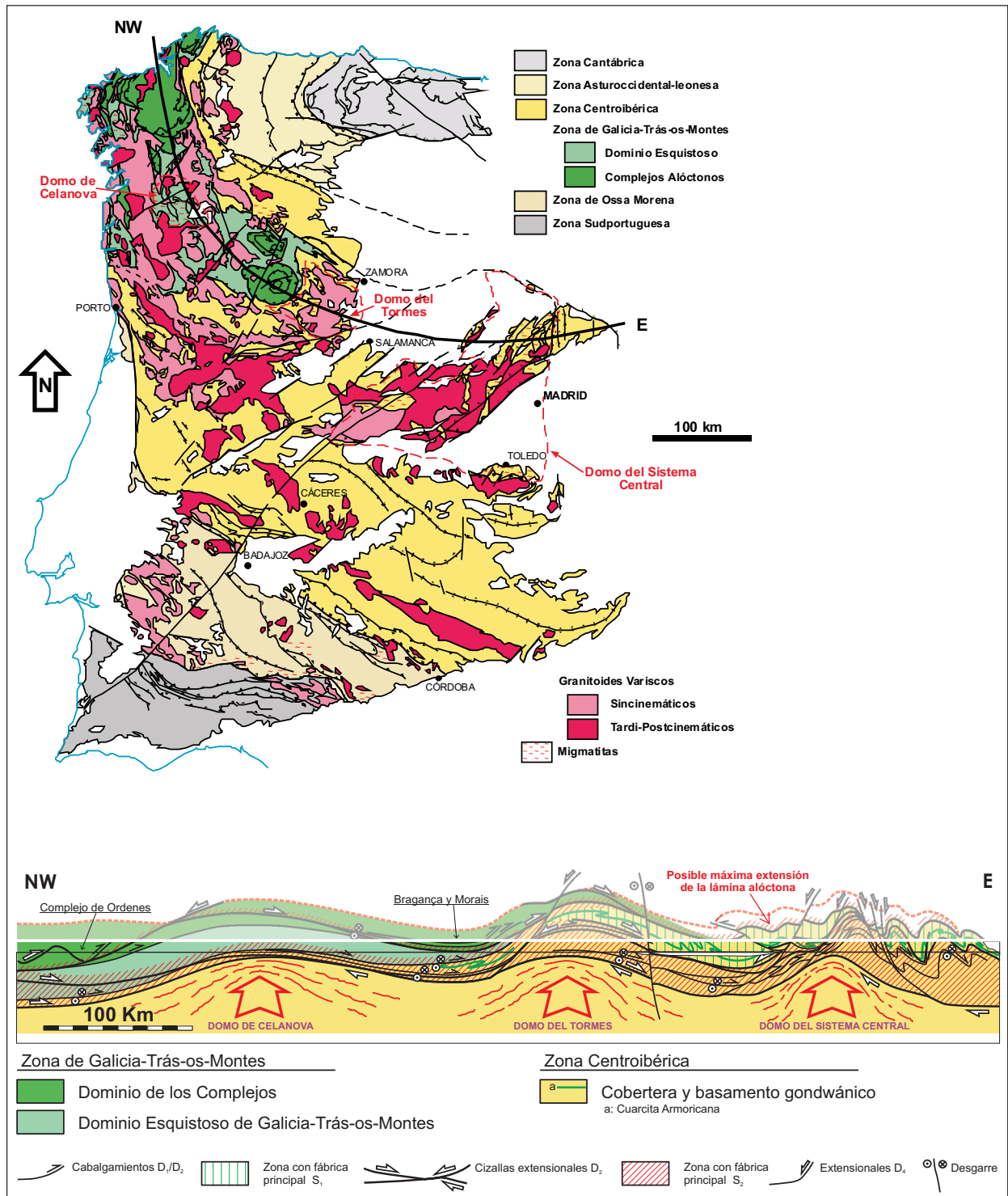


Figura 57: Esquema geológico del Macizo Ibérico y corte esquemático longitudinal a la cadena, mostrando la posible extensión de la lámina alóctona de la ZGTM y posibles mecanismos de emplazamiento hacia el SE (D_1 -comienzo de D_2), de retroceso hacia el NW (D_2 -comienzo de D_3) y la alineación de los principales domos térmicos de la ZCI.

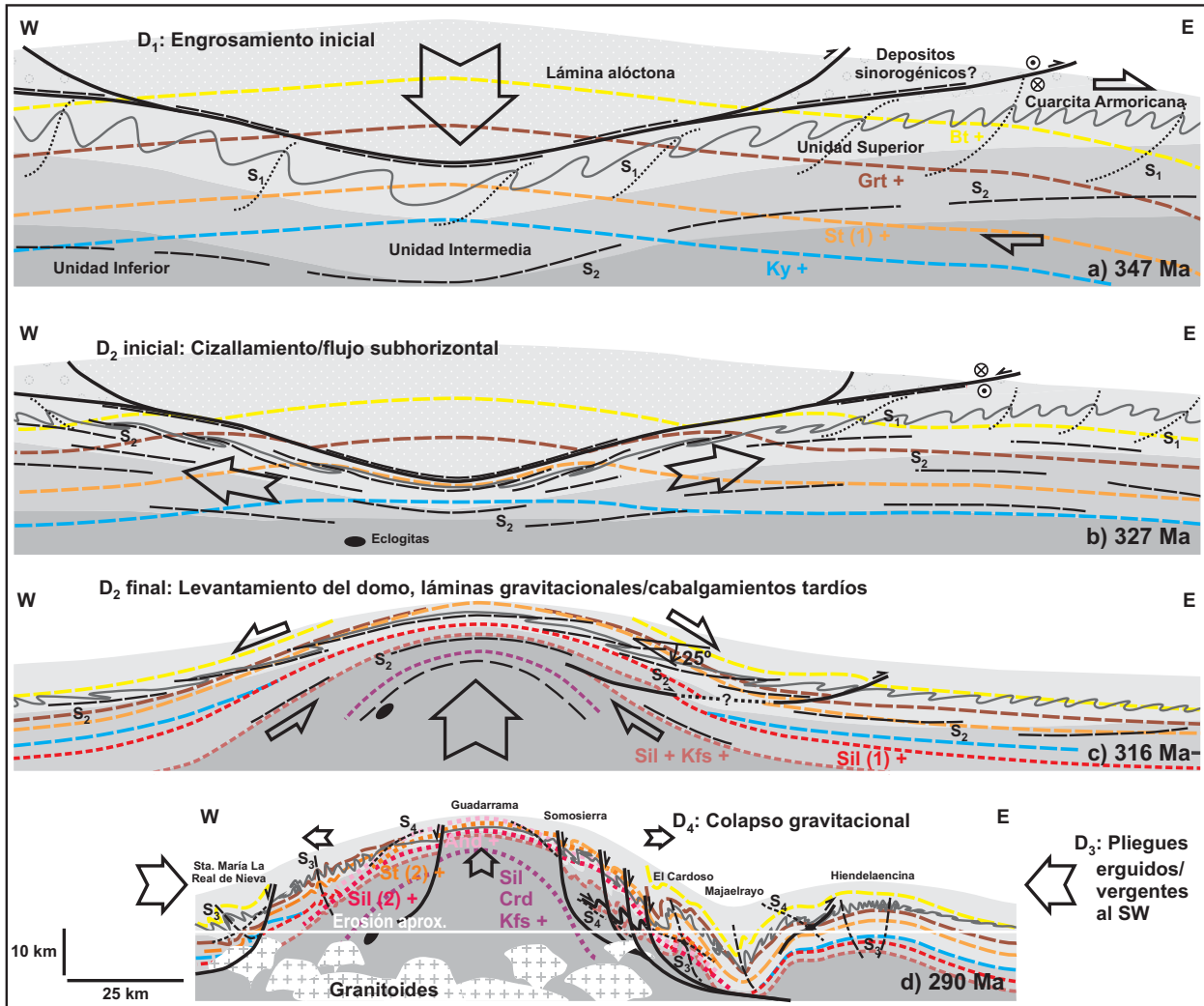


Figura 58: Modelo de evolución tectonometamórfica para el centro y este del Sistema Central en un corte aproximado E-W. Explicación en el texto.

Sin embargo, ese dominio, incluso en su parte N adyacente a los complejos alóctonos, corresponde a un sector epizonal sin un enterramiento tan importante. Puede buscarse una explicación en los grandes desgarres dúctiles que condicionaron la configuración final del cinturón Varisco (Cartier et al., 2002; Carosi y Palmeri, 2002; Schulmann et al., 2002, 2005; Martínez Catalán et al., 2007; Corsini y Rolland, 2009). Los principales desgarres existentes al SW de los complejos alóctonos en Portugal (Desgarre de Valongo, D₁, en Ribeiro et al., 1990; Zona de Cizalla de Douro-Beira, D₃, en Azevedo et al., 2002; Valle Aguado et al., 2005) tienen movimiento senestro y aunque en algunos trabajos (Gutiérrez-Alonso et al., 2004; Marcos y Llana Fúnez, 2002), se apunta a un límite suroccidental de la ZGTM por desgarre dextro, sólo la Falla de Porto-Tomar, al W, tiene un movimiento dextro (Figura 56). Sin embargo, aunque los desgarres han desplazado grandes masas de rocas y modificado la disposición de dominios con diferente evolución metamórfica, no pueden explicar el bajo grado metamórfico de las series paleozoicas justo por debajo de ellos en el S y SE de la ZGTM

y el grado medio alcanzado por formaciones de la misma edad en el sector de Somosierra-Honrubia.

2. Una variante de la opción anterior se deriva de la estructura oroclinal descrita en la ZCI por Aerden (2004). El hecho de que la ZGTM ocupe el núcleo del denominado arco Centroibérico (Martínez Catalán, 2011) explicaría por qué los alóctonos no han producido el engrosamiento del S de la ZCI, ya que se habrían emplazado únicamente en su parte N. Los complejos alóctonos se enraizarían hacia el N en coordenadas actuales, y en su momento se habrían emplazado en dirección normal a la cadena. Pero su arqueamiento posterior habría reorientado las lineaciones indicadoras de la dirección original de emplazamiento, tendiendo a paralelizarlas con el plano axial del arco Centroibérico. Dado que la formación de este arco pudo comenzar durante la fase extensional, e incluso ésta pudo causar la nucleación del arco (Martínez Catalán, 2011), la lámina alóctona pudo alcanzar el sector de Somosierra-Honrubia, desplazado después a su posición actual, lejos de la ZGTM, en parte por la extensión de D_2 , y en parte por la zona de cizalla de Juzbado-Penalva (Figura 56).
3. Esta opción se basa en el modelo no cilíndrico propuesto en Martínez Catalán (1990) y posteriormente adoptado en otros trabajos (e.g. Martínez Catalán et al., 2002; Azcárraga et al., 2002; Gómez Barreiro et al., 2007), de la ZGTM con una geometría de lengua y emplazada en dirección N-S a NW-SE en coordenadas actuales, paralela o ligeramente oblicua a la dirección de convergencia continental, lo que para los autores sería consecuencia de una importante componente transpresiva en el movimiento. Una componente transpresiva dextra como principal proceso orogénico de la cadena varisca es invocada en algunos modelos (Shelley y Bossière 2000, 2002; Schulman y Gayer, 2000; Schulmann et al., 2002, 2005; Thompson et al., 2007), y explicaría la distribución simétrica del gradiente de enterramiento del metamorfismo Barroviense en la transecta del Sistema Central. Sin embargo, el modelo parece no satisfacer los indicadores cinemáticos generales de acortamiento perpendicular a la cadena, ni la repetición del patrón de gradiente de enterramiento simétrico que se produce bajo otros terrenos alóctonos peninsulares, concretamente bajo la Unidad Central en el límite Ossa Morena-Zona Centroibérica.

Una opción modificada de ésta última consiste en asumir un emplazamiento aproximadamente paralelo a la cadena, pero afectando a una lámina desmembrada del frente orogénico, que sería más oblicuo. La lámina alóctona con morfología de lengua, se emplazaría tras un largo recorrido desenraizada, bien como resultado de una tectónica de escape lateral, puramente compresiva, bien como una lámina gravitacional desprendida lateralmente, o bien como una combinación de ambas (Figuras 57 y 59). El proceso se vería favorecido por el acercamiento algo oblicuo (transpresivo dextro) de las masas continentales y un frente orogénico algo más antiguo, más adelantado y/o con un engrosamiento mayor hacia el actual cinturón Varisco centroeuropeo que hacia el SE peninsular, dirección en la que tendría que trasladarse el manto alóctono.

La ventaja de esta opción, ilustrada en la Figura 59, consiste en que la lámina alóctona podría haberse circunscrito al Dominio del Olla de Sapo y áreas colindantes del Dominio del Complejo Esquistograuváquico y de la Zona Asturoccidental-leonesa, y lo mismo podría decirse respecto al límite

Zona de Ossa Morena-Zona Centroibérica. La morfología en lengua que se deduce de la variación del gradiente de enterramiento a lo largo de una sección perpendicular a la dirección de la cadena apuntaría hacia esta opción. El espesor de lámina alóctona se amortiguaría en dirección SE desde sus afloramientos actuales en el NW peninsular extendiéndose hasta la zona de Somosierra. Explicaría por qué los ejes de pliegues D_1 y D_2 presentan un patrón arqueado según su posición lateral o frontal con respecto al avance de la lámina, mientras que las lineaciones de estiramiento permanecen con dirección invariable, y también el patrón arqueado de la ZCI como efecto del emplazamiento de esta lengua y/o del ascenso de las raíces orogénicas con su retroceso, independientemente de una posible evolución oroclinal superpuesta. También presentan doble vergencia las estructuras D_1 en los autóctonos de las zonas de Ossa Morena y Centroibérica que se encuentran situados por debajo y a ambos lados de la lámina alóctona de la Unidad Central (Figura 59).

El emplazamiento hacia el SE de una lámina alargada en el mismo sentido y su retroceso también aproximadamente paralelo hasta su posición actual (no exactamente: los máximos de enterramiento en el autóctono parecen encontrarse hacia el E o NE de la ZGTM), también explicaría la alineación de domos térmicos formando un sistema tipo *core complex* que es paralelo a la cadena (Figura 57), siguiendo la alineación Domo del Sistema Central-Domo del Tormes-Domo de Celanova.

El reapretamiento durante D_3 de la ZCI podría haber ayudado a la expulsión (de regreso hacia el NW en coordenadas actuales) de la lámina alóctona (Figura 56) y, por tanto, al levantamiento de las raíces de la cadena, pero el proceso debía estar ya lo suficientemente avanzado durante D_2 como para dar lugar a asociaciones de alta T y P intermedia, domos térmicos y una intensa migmatización, pues todos estos procesos son anteriores a D_3 . En tal caso, los accidentes dúctil-frágiles que contornean el núcleo de alto grado del SCE (Falla de Berzosa y su continuación en Honrubia y la Banda Milonítica de Toledo) podrían haber comenzado su movimiento en dirección ya durante D_3 (al igual que la Zona de Cizalla de Douro-Beira), aunque acaben cortando a los pliegues de esta fase.

La geometría y cinemática de las principales fallas dúctil-frágiles alrededor tanto del área cubierta como del área ya no cubierta por la lámina de la ZGTM, es consistente con un movimiento hacia el NW hasta su posición actual. De este modo la Falla de Viveiro presenta labio hundido hacia la ZGTM, mientras que la Falla de Berzosa y la Banda Milonítica de Toledo levantan el área exhumada; y las componentes en dirección de la Zona de Cizalla de Douro-Beira, Falla de Berzosa y la Banda de Toledo indicarían una expulsión de cuña hacia el NW.

La macroestructura de D_2

La primera parte de la evolución descompresiva de las rocas mesozonales del área, la D_2 inicial, se caracteriza por una suave despresurización progradada, acompañada por al menos uno a dos pequeños incrementos de la presión que registran los granates en su zonado químico. La despresurización es tan suave, que las asociaciones estables siguen siendo las de presiones medias. Los repuntes de presión, también progradados, son inmediatamente anteriores a la interrupción del crecimiento de los granates, tanto en la mesozona como en la epizona. Interpretamos este final del crecimiento del granate, junto a la aparición de asociaciones minerales de menor presión, como el paso a condiciones

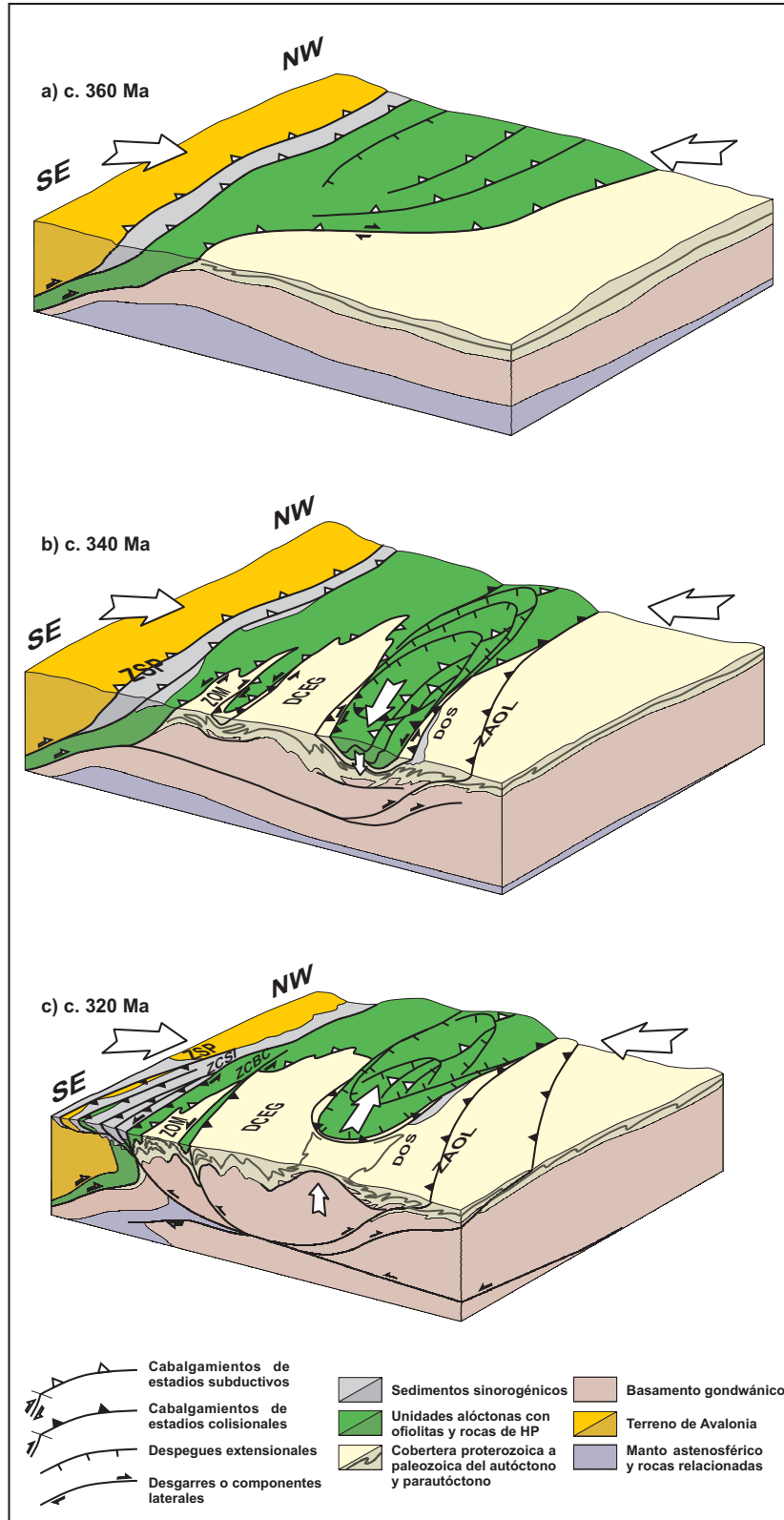


Figura 59: Modelo de emplazamiento de los Complejos del NW peninsular como láminas cabalgantes sin-colisionales seguidas de extensión paralela a la cadena de esta porción del orógeno varisco europeo. ZCBC: Zona de Cizalla de Badajoz-Córdoba, ZOM: Zona de Ossa Morena, DOS: Dominio del Olla de Sapo, DCEG: Dominio del Complejo Esquisto-grauváquico, ZCSI: Zona de Cizalla Sur Ibérica, ZSP: Zona Sur Portuguesa, ZAOL: Zona Asturoccidental-leonesa.

fuertemente descompresivas y un progresivo enfriamiento, la que hemos denominado D_2 plena, asociada al estadio de recrystalización M_2 .

Las edades *plateau* $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ más jóvenes de las obtenidas en rocas con una fábrica S_1 no recrystalizada durante M_2 se sitúan en torno a 327 Ma, lo que hace suponer que durante la D_2 inicial, la sección cortical permaneció enterrada hasta las profundidades mínimas calculadas para el final de M_1 (~21 km de enterramiento a nivel de la Cuarcita Armoricana) durante un largo periodo de unos 20 Ma. Este proceso es más similar a una relajación térmica que a una denudación tectónica. Por ello, interpretamos que después del acortamiento principal las rocas enterradas hasta condiciones meso- y catazonales experimentaron un proceso de extrusión lateral bajo la pila orogénica, en la dirección del gradiente de menor carga litostática (Gilbert y Merle, 1987). Es decir, de forma general hacia el SE, según los criterios cinemáticos observables en la S_2 y con componentes menores en sección perpendicular SW-NE. El bajo gradiente P/T entre las condiciones de las muestras de las zonas M_1 del granate, estaurolita (1) y distena (M_2 de la sillimanita (1)), implica un adelgazamiento interno de la zona de cizallamiento dúctil D_2 que es compatible con el proceso de extrusión, aproximándose epizona y catazona. La sección cortical correspondiente a 327 Ma se refleja en la Figura 58b. Si los repuntes de presión deducidos de los zonados de los granates tipo A fueran ya de esta edad, probablemente indicarían pequeños pulsos de acortamiento que anteceden a la desestabilización gravitacional del edificio orogénico o accidentes contractivos internos (pequeños apilamientos) dentro del nivel sometido a extrusión. Por el contrario, si son correlacionables con los repuntes de presión deducidos de los zonados de los granates tipo C, entonces corresponderían a accidentes de la siguiente etapa.

La etapa de fuerte descompresión retrógrada, D_2 plena, afectó a toda la columna de materiales y llevó a las rocas desde condiciones de presiones medias hasta bajas presiones. Las direcciones de la extensión sin-colisional de D_2 en la zona de cizallamiento dúctil son aproximadamente paralelas a la dirección de la cadena y su sentido general es de techo al SE (Hernáiz Huerta et al., 1996; Escuder Viruete et al., 1998); al igual que en otras regiones de la ZCI septentrional (S de Salamanca: Díez Balda, 1983; Díez Balda et al., 1995; Domo del Tormes: Escuder Viruete et al., 1994, 1997; Escuder Viruete, 1999; Sanabria: Díez Montes, 2007). La edad *plateau* más joven de las obtenidas en rocas con fábrica S_2 , no recrystalizadas durante M_3 , es de ~316 Ma. Esto significa que se eliminó una carga litostática de 5 a 8 kbar en aproximadamente 11 Ma (~1.4–2.2 mm/año). Al tiempo que se denudaban, los materiales enterrados se enfriaban entre 110 °C y 160 °C, dependiendo del nivel de la sección cortical (10–15 °C/Ma).

De igual modo que apenas se reconocen estructuras importantes de apilamiento, tampoco se reconocen estructuras extensionales de importancia por encima de la zona del granate. Esto hace suponer que el, o los detsepuges, se encontraban por encima de los materiales aflorantes; esto es, al menos por encima del Ordovícico Inferior en Ojos Albos, del Silúrico en El Cardoso-Majaelrayo y del Devónico Inferior al E de Hiendelaencina.

Durante el episodio de recrystalización metamórfica M_2 , asociado a D_2 plena, se establecieron las zonas metamórficas cartografiables de estaurolita (1), sillimanita (1) y sillimanita + Kfs, que se

superponen a las zonas Barrovienses de M_1 . En el área de estudio, desde Honrubia a El Cardoso y de muro a techo, las rocas de la zona de la distena pasaron a encontrarse en condiciones de Sil + Kfs o de Sil (1), las rocas de la zona de la estaurolita (1) llegaron a condiciones de Sil (1) o permanecieron en las condiciones de estaurolita, y parte de las rocas en condiciones de granate pasan a condiciones de St (1). De acuerdo con esto, la isograda de la estaurolita experimentó un ascenso estructural y el polimorfo aluminico estable, la sillimanita, ocupó toda la zona de la distena y el muro de la zona ocupada por la estaurolita durante M_1 . Sin embargo, tanto hacia el E, en Hiendelaencina, como hacia el W-NW, en Santa María La Real de Nieva, la distena se conservó estable en su zona durante D_2 (Mapa I). Ambos sitios marcarían el límite de la superposición de las paragénesis de baja P sobre las de presiones medias, definiendo una estructura en domo de las isogradas de los minerales o asociaciones índice de M_2 . El núcleo del domo térmico se encontraría entre La Cañada-Cebreros y la región de El Lozoya, donde afloran rocas profundas en las que llegan a encontrarse tanto las andalucitas como las cordieritas más tempranas, sin- D_2 . El ángulo que forma la isograda de la estaurolita (1) con la estructura de flancos largos de la Cuarcita Armoricana es de unos 25° en El Cardoso, medida en sentido NW-SE, y es posible que el valor sea extrapolable a la inclinación de los flancos del domo; al menos a su flanco suroriental. En el macizo de Ojos Albos, los pliegues tumbados con S_2 como fábrica de plano axial que afectan a los materiales del Ordovícico Inferior e infrayacentes, y las lineaciones de estiramiento de clastos y pistas fósiles deformadas, indican un movimiento local de techo hacia el NW, lo que daría una componente antitética al flanco noroccidental del domo, sin poder estimar su inclinación. Ambos datos, los sentidos de cizallamiento de D_2 con movimiento de techo al SE y al NW, y la superposición de las asociaciones de baja presión de M_2 sobre las de presiones medias de M_1 en el interior del domo indican que éste se encontraba ya formándose durante D_2 .

La zona donde se conserva registro de los mayores gradientes de presión durante M_1 viene a coincidir aproximadamente con los menores gradientes de presión durante M_2 , lo cual resulta lógico si la descompresión se debe, fundamentalmente, a la denudación tectónica por deslizamiento de una lámina básicamente similar a la previamente emplazada. El levantamiento isostático de los materiales profundos y el ascenso de las geotermas hasta condiciones de menor presión, ya propuesto por Escuder Viruete et al. (1998) y representado en la Figura 58c, no parece estar asociado a un levantamiento del manto astenosférico, sino que el adelgazamiento epi-mesozonal fue compensado fundamentalmente dentro de la corteza, en parte por *underplating* de más corteza inferior a la base de la cuña orogénica desde las zonas externas (Platt, 1986; Martínez Catalán et al., 2003), y en parte porque los niveles catazonales ya imbricados y calientes se elevaron y fluyeron lateralmente para reajustar longitudinalmente el gradiente de carga litostática (Llana-Fúnez y Marcos, 2007).

La ausencia de circones variscos anteriores a los 312 Ma en la corteza inferior granulítica del Sistema Central, mientras que sí los hay del Paleozoico inferior y del Proterozoico superior (Fernández-Suárez et al., 2006) parece corroborar la imbricación por *underplating* bajo el prisma orogénico durante D_3 de láminas de basamento que aún no se habían visto involucradas durante D_1 y D_2 . Estudios termométricos realizados en rutilos ricos en Zr incluidos en granates de xenolitos granulíticos del Sistema Central también sustentan la no participación de manto astenosférico en los procesos tardiorogénicos (Villaseca y Orejana, 2008). Igualmente, las largas trayectorias descompresivas

isotermas a retrógradas de toda la sección cortical calculadas en este trabajo sugieren que el proceso de exhumación implica extensión en los niveles estructurales más altos concurrente con cabalgamientos en profundidad, más que la extensión de toda la litosfera (Platt, 1993 y referencias allí citadas).

Además, de acuerdo con Martínez Catalán (2003) o Gómez Barreiro (2004), la migmatización en la base de la cuña orogénica produce un cambio reológico que dispara la extensión en los niveles suprayacentes. Dentro de esta extensión, la localización de pares de accidentes antitéticos (techo al SE y techo al NW en nuestro caso) parece determinar la ubicación de domos térmicos individualizados. El resultado final es que la estructura del Moho permanece horizontal e inalterada, tal y como aparece en los perfiles de sismica de reflexión profunda transversales a la Cordillera Varisca en la Península. De acuerdo con Thompson et al. (1997), la convergencia continental continuada produce extrusión forzada de las raíces orogénicas térmicamente debilitadas. Así, la cadena perdió sus raíces orogénicas porque la corteza fue reajustando su espesor tras su primer engrosamiento, y a partir del momento en que la corteza inferior y media alcanzaron una temperatura suficiente para fluir eficazmente ante los esfuerzos verticales por carga litostática, y ante los tangenciales por compresión perpendicular o más o menos oblicua a su dirección general (Martínez Catalán et al., 2009).

Otro indicador de que la principal compensación isostática tuvo lugar a nivel de la corteza es la escasez de participación mantélica en los fundidos sinorogénicos, si bien se constata la existencia de algunos cuerpos con una pequeña componente básica, sobre todo granodioritas precoces, granitoides anfibólicos tardíos y, en menor medida, cuerpos básicos gabroicos. Necesariamente, en el proceso tuvo que producirse un despegue (*decoupling*) de los niveles superiores de la corteza con respecto a los inferiores, que en éste área relacionamos con la amplia zona de cizallamiento subhorizontal que afecta, sobre todo, a la mesozona. Despegues similares (que conllevan un notable adelgazamiento de la mesozona), han sido propuestos por Aerden y Malavieille (1999) para la Montaña Negra, y por Aerden (2004) para las zonas centrales del Macizo Ibérico.

El levantamiento de los domos fue acompañado de algunos accidentes de menor entidad y aparente naturaleza contractiva. El Cabalgamiento del Río Sorbe, situado en el flanco occidental de Hiendelaencina, ha sido datado en ~319 Ma, edad que corresponde a otras edades de S_2 en materiales epizonales de toda el área. El Cabalgamiento de la Sierra de Horcajo y Nazaret, que emplazó hacia el SE los gneises migmatíticos de la zona de Sil + Kfs sobre los esquistos y metareniscas de la zona de Sil (1), afecta a las zonas metamórficas de M_2 y está plegado por D_3 , por lo que también debe tener una edad tardi- D_2 . El origen de estas estructuras puede estar relacionado con cabalgamientos debidos a la imbricación por *underplating* de nueva corteza a la base del orógeno o bien causados por la expansión horizontal del material gneísico y granítico que fluía hacia los domos, aunque también con el frente de láminas gravitacionales en los flancos del domo.

Como resumen, el resultado del proceso descompresivo sería el levantamiento de la raíz orogénica en una macroestructura posteriormente arqueada, orientada N-S a NW-SE, cuyo límite suroriental probablemente no se encontraría más allá de la vertical del Complejo Anatético de Toledo, donde afloran rocas catazonales que han sufrido una fuerte descompresión sintectónica (Barbero, 1992). Sobre la actual Sierra de Guadarrama se independizaría una estructura dómica, orientada NE-

SW, que probablemente conecta con otras áreas de alto grado del Sistema Central. En el núcleo de esta estructura se encuentran rocas con una fuerte superposición de baja P y alta T, ortogneises y paragneises migmatíticos estromáticos, mientras que hacia sus bordes se conservan las asociaciones de P media. Esta estructura está alineada con otras similares en paralelo a la cadena, los domos del Tormes y Celanova (Figura 57).

La macroestructura de D_3 y D_4

Con posterioridad a ~316 Ma las condiciones geodinámicas en el área vuelven a estar caracterizadas por la tectónica contractiva. Probablemente, el paso de extensión longitudinal a acortamiento perpendicular a la cadena fue gradual y estuvo controlado por la descompresión y el adelgazamiento que sufrió durante D_2 una importante sección de la corteza continental, previamente engrosada, calentada y llevada a condiciones extremadamente dúctiles. La deformación dio lugar al replegamiento de la macroestructura dómica, cartográficamente muy evidente en las áreas epi- y mesozonales que rodean la macroestructura por el NE (Honrubia), E (El Cardoso), SE (Sierra del Romeral, Villacañas) y S (Montes de Toledo), pero que también afectó a las áreas internas del Guadarrama y de Toledo. Los pliegues D_3 son de entidad cartográfica, presentan planos axiales N-S a NW-SE, de verticales a volcados hacia el SW, pero también hacia el NE (flancos E de los antiformes de El Cardoso y de Hiendelaencina). Se les asocia una esquistosidad de crenulación, S_3 , que puede afectar a granitoides de edad ~310 Ma. Su disposición en nuestro sector, algo vergente al W, puede ser original o debida a rotaciones posteriores (*roll over*) por la acción de las fallas normales de D_4 . Sus ejes se presentan más subhorizontales en Honrubia, con inmersión al NW en Santa María La Real de Nieva y con inmersión al SE en El Cardoso, lo cual podría estar condicionado por la arquitectura previa del domo térmico, pero varían de forma similar en otras áreas del Sistema Central, por ejemplo en Hiendelaencina, por lo cual este rasgo podría ser debido también a la interferencia con pliegues tardíos de amplio radio y dirección E-W (D_5).

Los pliegues de D_3 afectan a las isogradas de M_1 y M_2 , plegándolas en sinformes y antiformes (Figura 58d), pero son cortados por las isogradas de M_3 , que aparecen de paralelas a ligeramente oblicuas a las trazas axiales de los pliegues, pero también a las trazas de los accidentes dúctil-frágiles de D_4 (extensional). Este hecho podría también apuntar a un inicio temprano del funcionamiento de estos accidentes, sobre todo en dirección, durante D_3 . La asimetría de los pliegues D_3 a nivel de la Cuarcita Armoricana, con patrones cartográficos en “Z” en Honrubia-El Cardoso-Villacañas, y con patrones en “S” en Montes de Toledo, serían compatibles con los sentidos de movimiento en dirección de la Falla de Berzosa y la Banda Milonítica de Toledo, respectivamente, aunque también con la simple adaptación de los pliegues D_3 a la macroestructura elevada. Las condiciones de M_3 son de baja presión y alta temperatura, siendo reconocibles una zona de la estauroлита (2), zona de la andalucita, zona de la sillimanita (2) y zona de sillimanita + cordierita + feldespato potásico. Las asociaciones y minerales índice de M_3 tienen una blastesis que se inicia de forma algo más temprana, incluso sin- D_2 tardía, hacia zonas más profundas y hacia regiones más hacia el W; pero en el área de estudio ocupan texturalmente posiciones sin- D_3 a sin- D_4 (extensional) consistentes con su disposición cartográfica.

Un episodio metamórfico de alta temperatura y baja presión tardío (hacia los 300 Ma) es también reconocido en el Macizo de Cerdeña y relacionado con el relajamiento térmico de la cadena (Oggiano y Di Pisa, 1992), o con la intrusión de granitos variscos tardíos (Carosi et al., 2006).

Tras el plegamiento de D_3 , el edificio experimentó un relajamiento térmico seguido de colapso gravitatorio. En las áreas más profundas se formaron masas de migmatitas diatexiticas. También se formaron abundantes pliegues tumbados de pequeña escala, acompañados de una esquistosidad de crenulación de plano-axial S_4 (Figura 58d), y que aparecen en corredores paralelos al trazado de las fallas extensionales dúctil-frágiles de D_4 . En el área de estudio presentan direcciones N-S a NE-SW y vergencias al W o NW; salvo en Honrubia, donde presentan direcciones NW-SE y vergencias al SW. En Santa María La Real de Nieva tienen dirección ENE-WSW y vergencia al SSE. La disposición de S_4 también refleja una geometría de domo, pero son las fallas dúctil-frágiles extensionales las que principalmente denudan la estructura (Figura 58d) y delimitan cartográficamente su extensión aproximada (Figura 6) según patrones aproximadamente radiales, típicos de este tipo de estructuras (Gilbert y Merle, 1987) y ya reconocidos en el varisco ibérico (Ábalos et al., 2002). Las fallas cortan a los pliegues de D_3 e incluso llegan a cortar las isogradas de M_3 en parte de su recorrido y a alguno de los granitos más tardíos, por lo que su funcionamiento, al menos durante su etapa más frágil, debe ser incluso más joven de 295 Ma. Su efecto cartográfico es muy importante, ya que aún con pequeños saltos en la vertical, pueden yuxtaponer niveles corticales muy contrastados pero que ya habían sido aproximados por las fases iniciales de la extensión.

14. CONCLUSIONES

Los materiales pre-variscos del centro y E del Sistema Central pueden ser agrupados en tres unidades tectónicas (Inferior, Intermedia y Superior), con distintas características litoestratigráficas, estructurales y metamórficas. No se reconocen grandes estructuras de engrosamiento que superpongan los materiales de una unidad sobre los de otra, salvo accidentes tardíos, es posible que gravitacionales, de menor entidad. Una amplia zona de cizallamiento dúctil (localmente denominada Zona de Cizalla de Berzosa, sin- D_2), afecta principalmente a los materiales de la Unidad Intermedia, así como al techo de la Unidad Inferior y a la base de la Unidad Superior.

La Unidad Inferior está formada por más de 6.5 km de metasedimentos, probablemente del Proterozoico superior al Cámbrico inferior, y abundantes ortogneises fundamentalmente del Ordovícico Inferior. Las rocas presentan generalmente fábricas migmatíticas bandeadas que hacia techo de la unidad aparecen transformadas a miloníticas de alta temperatura. Las condiciones metamórficas alcanzaron el grado alto, pero fuera del área de estudio, tanto hacia el E como hacia el W (*s.l.*) los materiales correlacionables permanecen en grado bajo. La Unidad Intermedia está formada por unos 1.5 km de metasedimentos, probablemente del Cámbrico inferior, y algunos cuerpos de ortogneises. Los materiales presentan fábricas miloníticas y la recrystalización metamórfica alcanzó el grado medio, siempre por debajo de las condiciones de fusión parcial. La Unidad Superior está formada por unos 7.5 km de metasedimentos cuya edad puede ir del Cámbrico inferior al Devónico Inferior. Hacia su base los materiales pueden tener fábricas miloníticas que estructuralmente hacia arriba pasan a ser una esquistosidad y rápidamente a ser un clivaje pizarroso. Las condiciones metamórficas llegan a ser de grado medio en la base, pero la mayor parte de la unidad no supera el grado bajo.

En las zonas centrales del SCE afloran materiales pertenecientes fundamentalmente a la Unidad Inferior que han sufrido un metamorfismo de baja P y alta T, formando un núcleo de alto grado groseramente elongado NE-SW y generalmente contorneado por fallas dúctil-frágiles tardías. A su alrededor afloran materiales que preservan una recrystalización metamórfica anterior bajo condiciones de presión intermedia, fundamentalmente de la Unidad Superior, pero también de las unidades Intermedia e Inferior. El núcleo de alto grado forma parte de una megaestructura en domo más amplia, con forma de media luna perpendicular a las directrices orogénicas, que abarcaría desde Somosierra a los complejos anatéticos de Gredos por el SW y de Toledo por el S.

Se reconocen cuatro episodios deformativos principales. D_1 es un episodio de engrosamiento cortical que produjo pliegues asimétricos isoclinales, hectométricos a kilométricos, vergentes al E en la Unidad Superior y un importante engrosamiento en toda la columna de materiales. D_2 es un episodio de extensión/extrusión que desarrolla una amplia zona de cizallamiento subhorizontal profundo, con direcciones de transporte paralelas a la cadena y sentido de techo al SE. En el tiempo evoluciona a un domo térmico probablemente denudado por láminas gravitacionales y orientado aproximadamente perpendicular a las direcciones de extensión. Mantos de cabalgamiento de

posible origen gravitacional se reconocen como *klippen* de rocas migmatíticas de la Unidad Inferior emplazadas sobre la Unidad Intermedia y como cabalgamientos frontales tardíos dentro de la Unidad Superior. D_3 produjo pliegues de erguidos a vergentes al SW de escala hectométrica a kilométrica. D_4 desarrolló bandas de crenulación de bajo ángulo alrededor del domo y finalmente produjo un colapso extensional por medio de fallas normales y oblicuas en el interior del domo y en sus flancos.

Se distinguen cuatro eventos metamórficos principales. M_1 produjo la recrystalización de las rocas bajo un gradiente P/T intermedio durante D_1 y el principio de D_2 . Desarrolló una zonación metamórfica Barroviense bajo un gradiente de enterramiento simétrico, con sus máximos a lo largo de un eje orientado N-S paralelamente a las directrices orogénicas que pasa por el Macizo de Honrubia y Somosierra. La zonación Barroviense comprende regionalmente las zonas de la clorita, granate, estaurolita (1) y distena. M_2 es un evento de recrystalización bajo condiciones P/T de moderadas a bajas, cuya zonalidad se superpuso parcialmente durante el final de D_2 a la zonación Barroviense con ángulos de cerca de 25° en el flanco SE del domo. Las zonas desarrolladas son, de techo a muro, de la estaurolita (1), sillimanita (1) y sillimanita + Kfs. Tanto las isogradas de M_1 como las de M_2 aparecen plegadas por los pliegues D_3 . M_3 es un evento de recrystalización bajo condiciones de alta T y baja P. Desarrolló una nueva zonación metamórfica que afecta a rocas de las Unidades Inferior, Intermedia y Superior exclusivamente en el ámbito del domo térmico. De menor a mayor grado se distinguen en el anticlinal de El Cardoso las zonas de la estaurolita (2), andalucita y sillimanita (2). Al W de la zona de estudio aparece una zona de grado aún mayor, la de la cordierita + sillimanita + Kfs. En el Macizo de Honrubia, la isograda de aparición de la andalucita aparece a menor profundidad estructural que la de la estaurolita (2). Las zonas son groseramente paralelas a las trazas de los pliegues de D_3 y a algunos de los accidentes D_4 , lo cual es consistente con las observaciones microtexturales que indican una blastesis sin- D_3 - D_4 de las asociaciones minerales de M_3 . M_4 es el episodio final de retrogradación de las rocas, en parte también ligado al final de la actividad de las fallas D_4 .

La evolución química de las micas blancas muestra descensos iniciales en X_{pg} correlacionables con una cristalización bajo un gradiente P/T algo más elevado durante D_1 que un Barroviense normal, seguido por una descompresión. Las cloritas muestran una variabilidad composicional relacionable con el incremento del grado metamórfico con la profundidad durante el desarrollo de la banda de cizallamiento sin- D_2 . Las composiciones químicas de las biotitas muestran la misma relación de mayor temperatura de cristalización a mayor profundidad estructural, salvo para los niveles más profundos, cuyas rocas muestran composiciones de biotitas relacionables con el enfriamiento del domo. Las composiciones de los cloritoides son típicas del metamorfismo de presiones medias y sus pautas de zonado químico indican un crecimiento en condiciones progradas. Las estaurolitas del tipo textural 1 (M_1 - M_2) muestran en sus composiciones una mayor temperatura de cristalización con la profundidad. Las estaurolitas del tipo textural 2 (M_3) vuelven a reflejar condiciones de menor temperatura y menor presión. Las plagioclasas responden a al menos tres tipos químicos diferentes con cierto control dependiendo de la profundidad. Las plagioclasas del tipo C corresponden a las rocas más profundas y parecen mostrar un calentamiento inicial (M_1) seguido por enfriamiento (M_2) y un calentamiento final (M_3). Las turmalinas contenidas en la S_2 también presentan menores valores de la relación Fe/(Fe+Mg) con la profundidad (mayor temperatura), aunque el zonado de crecimiento

de los cristales individuales indica frecuentemente una blastesis en condiciones progresivamente retrógradas. Los óxidos de Fe-Ti sólo muestran contenidos apreciables de hematites (mayor fO_2) a menor grado metamórfico.

Los granates de toda la sección cortical estudiada responden a tres únicos tipos químicos. Los de tipo A son típicos de las zonas estructuralmente más someras (zona M_1 del granate a zona M_2 de la sillimanita). Parecen registrar parte de la historia de engrosamiento sin- D_1 que los granates de zonas más profundas no preservan. De su zonado químico se infiere que las rocas sufrieron un primer episodio de engrosamiento progrado seguido por una suave descompresión (sin- D_2 inicial), algunos pequeños pulsos de engrosamiento y después pasaron a experimentar un descenso de presión y enfriamiento continuado (D_2 final). Los granates tipo B registran un episodio de rápido crecimiento (sin- D_2 inicial) que tras una interrupción fue seguido por calentamiento y una fuerte retrogradación (D_2 final). Los granates tipo C han borrado su historia prograda por homogeneización, pero muestran hacia el final de su crecimiento un incremento de presión tardío que podría estar relacionado con el emplazamiento de los cabalgamientos o mantos gravitacionales descritos.

Las condiciones metamórficas pico calculadas mediante THERMOCALC 3.21 para el final de M_1 indican valores de enterramiento de 7.2 ± 1.6 kbar y 494 ± 71 °C de temperatura para la Cuarcita Armoricana en El Cardoso (muro de la zona del granate); 8.1 ± 1.8 kbar y 615 ± 56 °C para el techo y 8.9 ± 1.2 kbar y 658 ± 57 °C para el muro de la zona de la estauroлита (1); 9.4 ± 1.1 kbar y 687 ± 25 °C para el techo y 8.2 ± 1.2 kbar y 676 ± 27 °C para el muro de la zona M_2 de la sillimanita (1), en condiciones M_1 de distena. Las presiones alcanzadas a nivel de la zona M_1 del granate son 4-5 kbar superiores a las que pueden deducirse a partir del engrosamiento homogéneo de la serie litoestratigráfica aflorante, con tasas de acortamiento por D_1 del 50%. Este hecho sólo puede explicarse mediante la superposición durante D_1 de un tren de pliegues tumbados y/o de una lámina alóctona y sus posibles depósitos sinorogénicos asociados, de 12-13 km de espesor. De acuerdo con las dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ realizadas en concentrados de mica blanca, el engrosamiento principal de D_1 pudo tener lugar entre 354 y 347 Ma, manteniéndose las condiciones de M_1 hasta al menos hace 327 Ma. Se deduce para M_1 un gradiente metamórfico medio de la sección cortical en torno a 23 °C/km, compatible con el proceso de engrosamiento por duplicación de corteza superior. El gradiente en el interior de la zona de cizalla de D_2 sería cercano a los 36 °C/km, no muy elevado y consistente con una zona de cizallamiento subhorizontal con poco salto estructural en la vertical y en la que predominan los procesos de adelgazamiento interno por extensión y flujo en dirección SE de los niveles más plásticos. Las rocas alcanzaron el pico térmico aún en condiciones de presiones medias, antes de sufrir la descompresión principal, lo que indica que no se produjo un ascenso de manto astenosférico ligado a la extensión cortical y al metamorfismo de alta T y baja P. Las condiciones calculadas para las rocas situadas hacia el muro de la zona M_2 de sillimanita + Kfs son de 7.5 ± 1.6 kbar y 746 ± 94 °C; y las del techo de la misma zona son de 5.9 ± 1.4 kbar y 659 ± 105 °C. Ambas reflejan momentos tardíos de la evolución de D_2 , especialmente las rocas del techo de la zona, que muestran una fuerte superposición retrógrada. El gradiente medio deducido hacia el final de D_2 es de 33-36 °C/km, ligeramente superior a un gradiente geotérmico continental normal. La descompresión sufrida a nivel del muro de esta zona puede ser del orden de los 6.5 kbar, de los cuales

sólo 1.5–2.5 kbar corresponderían a adelgazamiento en la Zona de Cizalla de Berzosa y el resto a la denudación de una lámina de rocas suprayacente.

La integración de los datos estructurales y metamórficos puede explicarse por el emplazamiento oblicuo o longitudinal a la cadena (hacia el SE) durante D_1 de una lámina de materiales alóctonos. Esta lámina podría relacionarse, tanto por la edad deducida para su emplazamiento como por la posición en la cadena, con la Zona de Galicia-Trás-os-Montes. Las rocas recrystalizaron en condiciones M_1 bajo un gradiente de P/T intermedio. En los momentos iniciales de D_2 se desarrolló una zona de cizallamiento subhorizontal profundo con extensión hacia el SE, que produjo el adelgazamiento de la parte intermedia de la sección cortical y la extrusión de materiales hacia posiciones de menor carga litostática. En los momentos finales de D_2 tuvo lugar la exhumación principal de las raíces orogénicas, probablemente acompañada por la denudación (con dirección NW) de una espesa lámina de roca aproximadamente equivalente a la previamente emplazada. La extensión en niveles someros fue acompañada en profundidad por la imbricación de nueva corteza inferior. Durante el levantamiento se individualizaron domos térmicos alineados paralelamente a la cadena y se desarrolló una nueva zonación metamórfica M_2 de menor presión. También se produjeron nuevas estructuras compresionales, cabalgamientos que pueden tener un origen gravitacional. Durante D_3 tuvo lugar el plegamiento del domo y durante D_4 su colapso gravitacional. Los últimos procesos fueron acompañados regionalmente por la intrusión de grandes masas de granitoides y por el desarrollo de una nueva recrystalización metamórfica M_3 con un alto gradiente de T , previa a la retrogradación final de las rocas M_4 .

15. BIBLIOGRAFÍA

- Ábalos, B., Carreras, J., Druguet, E., Escuder Viruete, J., Gómez Pugnaire, M.T., Lorenzo Álvarez, S., Quesada, C., Rodríguez Fernández, L. y Gil Ibarguchi, J.I. (2002). Variscan and Pre-Variscan Tectonics. En: W. Gibbons y M. T. Moreno (Eds.), *The Geology of Spain*. The Geological Society of London, 155–183.
- Aerden, D.G.A.M. (1998). Tectonic evolution of the Montagne Noire and a possible orogenic model for syn-collisional exhumation of deep rocks, Hercynian belt, France. *Tectonics*, 17, 62–79.
- Aerden, D.G.A.M. (2004). Correlating deformation in Variscan NW-Iberia using porphyroblasts; implications for the Ibero-Armorican Arc. *Journal of Structural Geology*, 26, 177–196.
- Aerden, D.G.A.M. y Malavieille, J. (1999). Origin of a large-scale fold nappe in the Montagne Noire (Variscan Belt, France). *Journal of Structural Geology*, 21, 1321–1333.
- Alcock, J.E., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R. y Díez Montes, A. (2009). Use of thermal modeling to assess the tectono-metamorphic history of the Lugo and Sanabria gneiss domes, Northwest Iberia. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 180(3) 179–197.
- Alonso, F., Rubio, F.J., Martín-Parra, L.M. y Rodríguez-Fernández L.R. (2005). Nuevos datos sobre estratigrafía del Ordovícico y estructura varisca en el Macizo de Santa María la Real de Nieva. *Geogaceta*, 37, 39–42.
- Álvarez Nava, H., García Casquero, J.L., Gil Toja, A., Hernández Urroz, J., Lorenzo Álvarez, S., López Díaz, F., Mira López, M., Monteserín, V., Nozal, F., Pardo, M.V., Picart J., Robles, R., Santamaría, J. y Söle, F.J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congreso Geológico de España*, SGE, Granada, 1, 19–22.
- Álvarez, F (1982). Contribución al estudio tectónico de la región de Santa Maria la Real de Nieva (Provincia de Segovia). *Temas Geológicos Mineros*, I.G.M.E., 6, 87-108.
- Álvarez, F., Casquet, C., Fúster, J.M., Martín Parra, L.M., Martínez-Salanova, J. y Peinado Moreno, M. (1991). *Mapa Geológico de España 1:50.000, Hoja n° 456 (Nava de la Asunción)*. IGME.
- Álvaro, M., Bellido, M., Capote, R., Casquet, C., Fernández Casals, M.J., Fuster, J.M., González Lodeiro, F., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981). El metamorfismo y estructura de las series preordovícicas del S.C.E. y plutonismo asociado. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 53–97.
- Aparicio, A., Barrera, J.L., Caraballo, J.M., Peinado, M. y Tinao, J.M. (1975). Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 88, 1–145.
- Aparicio, A., Bellido, F., Brandle, J.L., García Cacho, L. y Santos, V. (1983). Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español. *Estudios Geológicos*, 39, 271–306.
- Aparicio, A. y García Cacho, J. (1970). Estudio geológico de la zona metamórfica de Honrubia. *Estudios Geológicos*, 26, 267–315.
- Aparicio, A. y García Cacho, J. (1982). Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central español. *Boletín Geológico y Minero*, 93, 426-435.

- Arenas, R. (1979). *Petrogénesis de las formaciones metamórficas del sector de Riaza*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense. Madrid. 145 pp.
- Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (2003). Low-P metamorphism following a Barrovian-type evolution. Complex tectonic controls for a common transition, as deduced in the Mondoñedo thrust sheet (NW Iberian Massif). *Tectonophysics*, 365, 143–164.
- Arenas, R., Casquet, C. y Peinado, M. (1980). El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas. *Cuadernos do Laboratorio Xeologico de Laxe*, 1, 117–146.
- Arenas, R., González Lodeiro, F. y Peinado, M. (1982). La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas. *Cuadernos do Laboratorio Xeologico de Laxe*, 3, 123–161.
- Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., González Lodeiro, F., Klein, E., Martínez Catalán, J.R., Ortega Gironés, E., Pablo Maciá, J.G. de y Peinado, M. (1986). Tectonostratigraphic units in the complexes with mafic and related rocks of the NW of the Iberian Massif. *Hercínica*, II, 2, 87–110.
- Arenas, R., Fuster, J.M., Martínez-Salanova, J., del Olmo, A. y Villaseca, C. (1991a). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. *Hoja 483, Segovia*. I.G.M.E. Madrid, 135 pp.
- Arenas, R., Fuster, J.M., Villaseca, C., del Olmo, A. y Pineda, A. (1991b). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. *Hoja 457, Turégano*. I.G.M.E. Madrid, 94 pp.
- Arenas, R., Fúster, J.M., González Lodeiro, F., Macaya, J., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R. y Villaseca, C. (1991c). Evolución metamórfica hercínica de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 4, 195–201.
- Arenas, R., Rubio Pascual, F.J., Díaz García, F. y Martínez Catalán, J.R. (1995). High-pressure micro-inclusions and development of an inverted metamorphic gradient in the Santiago Schists (Ordenes Complex, NW Iberian Massif, Spain): Evidence of subduction and syn-collisional decompression. *Journal of Metamorphic Geology*, 13, 141–164.
- Azcárraga, J., Ábalos, B., Gil Ibarguchi, J.I. (2002). On the relationship between kilometerscale sheath folds, ductile thrusts and minor structures in the basal high-pressure units of the Cabo Ortegal complex (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 24, 1971–1989.
- Azevedo, M.R., Aguado, B.V., Schaltegger, U., Nolan, J., Martins, M.R., Medina, J. (2002). Magmatism and deformation in the Viseu area (northern central Portugal) - Constraints from U-Pb geochronology of granitoids. *EGS XXVII General Assembly*, Nice, 21–26 April 2002.
- Azor, A., Casquet, C., Martín Parra, L.M., Navidad, M., del Olmo, A., Peinado, M., Pineda, A., Villar Alonso, P. y Villaseca, C. (1991a). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. *Hoja 458, Prádena*. I.T.G.E. Madrid, 103 pp.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Martín Parra, L.M. y Villar Alonso, P. (1991b). Superposición de estructuras hercinianas en el sector de Buitrago-Somosierra (Sierra del Guadarrama, Sistema Central). *Geogaceta*, 10, 116–118.
- Azor, A., González Lodeiro, F., Hacar Rodríguez, M., Martín Parra, L.M., Martínez Catalán, J.R. y Pérez-Estaún, A. (1992). Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olló de Sapo. En: J. C.

- Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.), *Paleozoico inferior de Ibero-América*, Universidad de Extremadura, 469–483.
- Babín, R. (1971). Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico de El Vellón. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural (Geología)*, 69, 5–27.
- Barbero, L. (1992). *Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 351 pp.
- Barbero, L. y Villaseca, C. (2000). Eclogite facies relics in metabasites from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System): P–T estimations and implications for the hercynian evolution. *Mineralogical Magazine*, 64(5), 815–836.
- Bard, J.P., Capdevila, R. y Matte, Ph. (1970). Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierra de Gredos et Guadarrama (Espagne Centrale). *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences, Paris, D*, 270, 2630–2633.
- Bard, J.P., Capdevila, R. y Matte, Ph. (1971). Sobre el tipo del metamorfismo regional progresivo hercínico en el Guadarrama oriental (Sistema Central español). *Acta Geológica Hispánica*, 6, 2, 46–48.
- Bard, J.P., Capdevila, R., Matte, Ph. y Ribeiro, A. (1972). Le Précambrien de la Méseta Ibérique. *Notes du Service Géologique du Maroc*, 236, 315–335.
- Barrois, C. (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, 21. 630 pp.
- Bea, F., Montero, P. y Molina, J.F. (1999). Mafic precursors, peraluminous granitoids, and late lamprophyres in the Ávila Batholith: A model for the generation of Variscan batholiths in Iberia. *Journal of Geology*, 107, 399–419.
- Bea, F., Montero, P., Zinger, T. (2003). The Nature, Origin, and Thermal Influence of the Granite Source Layer of Central Iberia. *The Journal of Geology*, 111, 579–595.
- Bea, F.; Pesquera, A., Montero, P., Torres-Ruiz, J. y Gil-Crespo, P.P. (2009). Tourmaline ⁴⁰Ar/³⁹Ar chronology of tourmaline-rich rocks from Central Iberia dates the main Variscan deformation phases. *Geologica Acta*, 7(4), 399–412.
- Behr, H.J., Engel, W., y Franke, W. (1982). Variscan wild flysch and nappe tectonics in the Saxothuringian zone (northeast Bavaria, West Germany). *American Journal of Science*, 282, 1438–1470.
- Bellido, F. (1979). *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central Español)*. Tesis Facultad de Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid, 331 pp.
- Bellido, F. (1980). Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central español). *Estudios Geológicos*, 36, 85–92.
- Bellido, F., Capote, R., Casquet, C., Fuster, J.M., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1981). Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 15–52.
- Bellido, F., Fuster, J.M., Martín Serrano, A., Navidad, M., del Olmo, A., de Pablo, J.G. y Villaseca, C. (1990). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. *Hoja 507, El Espinar*. I.G.M.E. Madrid, 152 pp.
- Bellido, F., Escuder Viruete, J., Klein, E., Casquet, C., Navidad, M. y Peinado, M. (1991). Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. *Hoja 484, Buitrago del Lozoya*. I.T.G.E. Madrid, 105 pp.

- Bellido, F., Brandle, J.L., Lasala, M., y Reyes, J. (1992). Consideraciones petrológicas y cronológicas sobre las rocas graníticas hercínicas de Galicia. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 17, 241–261.
- Berman, R.G. (1988). Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29, 445–522.
- Berman, R.G. (1991). Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. *Canadian Mineralogist*, 29, 833–855.
- Bischoff, L., Schäfer, G., Schmidt, K. y Walter, R. (1973). Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama. *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 28, 27–30.
- Bischoff, L., Wilderg, H. y Bauman, A. (1986). Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Spain. *International Conference on Iberian Terranes and Their Regional Correlation*, Oviedo, 233–239.
- Block, L. y Royden, L.H., 1990. Core complex geometries and regional scale flow in the lower crust. *Tectonics*, 9, 557–567.
- Bodinier, J.L., Giraud, A., Dupuy, C., Leyreloup, A. y Dostal, J., (1986). Caracterisation géochimique des metabasites associés a la suture meridionale hercynienne: Massif central français et Chamrousse. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 115–123.
- Bodinier, J.L., Burg, J.P., Leyreloup, A. and Vidal, H. (1988). Reliques d'un bassin d'arrière-arc subducté, puis obducté dans la région de Marvejols (Massif central). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 21–33.
- Bourrouilh, R., Cocozza, T., Demange, M., Durand-Delga, M., Gueirard, S., Guitard, G., Julivert, M., Martínez, F.J., Massa, D., Mirouse, R., y Orsini, J.B. (1980). Essai sur l'évolution paléogéographique, structurale et métamorphique du Paléozoïque du Sud de la France et de l'Ouest de la Méditerranée, En: *26 Congrès Géologique International, Colloque C6, Géologie de l'Europe: Mémoires du Bureau des Recherches Géologiques et Minières*, 108, 159–188.
- Buck, W.R., 1988, Flexural rotation of normal faults. *Tectonics*, 7, 959–973.
- Burg, J.P. (1981). Tectonique tangentielle Hercynienne en Vendée littorale: Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes à foliation horizontale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 293, 849–854.
- Burg, J.P. y Matte, Ph. (1978). A cross section through the French Massif Central and the scope of its Variscan geodynamic evolution. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 129, 429–460.
- Capdevila, R. y Vialette, Y. (1970). Estimation radiométrique de l'âge de la deuxième phase tectonique hercynienne en Galice moyenne (Nord-Ouest de l'Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 270, 2527–2530.
- Capdevila, R., Corretgé, G. y Floor, P. (1973). Les granitoides varisques de la Meseta Iberique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 15, 3–4, 209–228.
- Capote, R. (1985). Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79, 4, 511–522.
- Capote, R. y Fernández Casals, M.J. (1975). Las series anteordovícicas del Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, 86, 551–596.

- Capote, R., Fernández Casals, M.J., González Lodeiro, F. e Iglesias Ponce de León, M. (1977). El límite entre la Zona Asturoccidental-Leonesa y Galaico-Castellana en el Sistema Central. *Boletín Geológico y Minero*, 88, 517–520.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1981a). La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 455–470.
- Capote, R., Casquet, C., Fuster, J.M. y Villaseca, C. (1981b). Excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series pre-Ordovícicas del Sistema Central y plutonismo asociado. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 59–57.
- Capote, R., Casquet, C. y González Casado, J.M. (1981c). Tectónica y metamorfismo del Macizo Hercínico de Honrubia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 441–454.
- Capote, R., Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1982). Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 762, 313–331.
- Capote, R., Martín González, F y Tsige, M. (2000). Tectónica extensional en el Sistema Central: La Zona de Cizalla Dúctil de Santa María de la Alameda (Madrid). *Geogaceta*, 28, 27–29.
- Carosi, R. y Palmeri, R. (2002). Orogen - parallel tectonic transport in the Variscan belt of northeastern Sardinia (Italy): implication for the exhumation of medium pressure metamorphic rocks. *Geological Magazine*, 139, 497–511.
- Carosi, R., Frassi, C. y Montomoli, C. (2006). The Variscan Basement of Northern Sardinia (Italy): Field Guide to the Excursion in the Baronic Region. *Atti della Società Toscana di Scienze Naturali, Memorie, Serie A*, 111, 13–29.
- Cartier, C., Faure, M. y Lardeux, H. (2002). Discussion on “A new model for the Hercynian Orogen of Gondwana France and Iberia” by D. Shelley & G. Bossière. *Journal of Structural Geology*, 24, 1659–1663.
- Casillas, R., Vialette, Y., Peinado, M., Duthou, J.L. y Pin, C. (1991). Ages et caractéristiques isotopiques (Sr-Nd) des granitoïdes de la Sierra de Guadarrama occidentale (Espagne). En: *Séance spécialisée de la Soc. Geol. France a la mémoire de Jean Lameyre. Granites océaniques et continentaux*. Abstract Soc. Géol. France.
- Casquet, C. (1975). Metamorfismo plurifacial hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central español). *Estudios Geológicos*, 31, 217–239.
- Casquet, C. (1986). C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System. *Journal of Metamorphic Geology*, 4, 117–130.
- Casquet, C. y Fernández Casals, M.J. (1981). Las anfíbolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 121–134.
- Casquet, C. y Navidad, M. (1985). El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79(4), 523–548.
- Casquet, C. y Tornos, F. (1981). Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 135–150.

- Casquet, C., Fuster, J.M., González Casado, J.M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1988). Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. En: E. Banda and L.A. Mendes Victor (Eds.), *Proc. 5th Workshop on the European Geotraverse (EGT), the Iberian Peninsula*. European Science Foundation, Strasbourg, pp. 65–76.
- Casquet, C., Montero, P. Galindo, C., Bea, F. y Lozano, R. (2004). Geocronología $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ en cristal único de circón y Rb-Sr del plutón de La Cabrera (Sierra del Guadarrama). *Geogaceta*, 35, 71–74.
- Cassard, D., Feybesse, J.L. y Lescuyer, J.L. (1993). Variscan crustal thickening, extension and late overstacking during the Namurian-Westphalian in the western Montagne Noire (France). *Tectonophysics*, 222, 33–53.
- Castel, C. (1880). Descripción física, geognóstica, agrícola y forestal de la provincia de Guadalajara. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 7, 334–395.
- Coggon, R. y Holland, T.J.B. (2002). Mixing properties of phengitic micas and revised garnet–phengite thermobarometers. *Journal of Metamorphic Geology*, 20, 683–696.
- Corsini M. y Rolland Y. (2009). Late evolution of the southern European Variscan belt: exhumation of the lower crust in a context of oblique convergence. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 214–233.
- Cortázar, D. (1881). Descripción física y geológica de la provincia de Segovia. *Boletín de la Comisión del Mapa Geológico de España*, 17, 1–234.
- Crimes, T.P., Legg, I., Marcos, A. y Arboleya, M. (1977). *Trace fossils*, 2, 91–138.
- Dallmeyer, R.D., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Gil Ibarguchi, J.I., Gutiérrez-Alonso, G., Farias, P., Aller, J. y Bastida, F. (1997). Diachronous Variscan tectonothermal activity in the NW Iberian Massif: Evidence from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of regional fabrics. *Tectonophysics*, 277, 307–337.
- Di Vincenzo, G.; Carosi, R. y Palmeri, R. (2004). The relationship between tectono-metamorphic evolution and argon isotope records in white mica: constraints from in situ ^{40}Ar – ^{39}Ar laser analysis of the Variscan basement of Sardinia (Italy). *Journal of Petrology*, 45, 1013–1043.
- Dias, R. y Ribeiro, A. (1994). Constriction in a transpressive regime: an example in the Iberian branch of the Ibero-Armorican arc. *Journal of Structural Geology*, 16, 1543–1554.
- Díez Balda, M.A. (1980). La sucesión del Complejo-esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geológicos*, 36, 131–138.
- Díez Balda, M.A. (1983). Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del Sur de la provincia de Salamanca. *Studia Geologica Salmantica*, 18, 65–80.
- Díez Balda, M.A. (1986). El Complejo Esquisto-Grauáquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al Sur de Salamanca. *Acta Salmantica*, 52, 1–162.
- Díez Balda, M.A. y Vegas, R. (1992). La estructura del Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centro Ibérica. En: J.C. Gutiérrez Marco, J. Saavedra e I. Rábano (Eds.), *Paleozoico inferior de Ibero-América* Univ. Extremadura, 523–534.
- Díez Balda, M.A., Vegas, R. y González Lodeiro, F. (1990). Central-Iberian Zone. Autochthonous Sequences. Structure. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlín, 172–188.

- Díez Balda, M.A., Martínez Catalán, J.R. y Ayarza Arribas, P. (1995). Syn-collisional extensional collapse parallel to the orogenic trend in a domain of steep tectonics. The Salamanca Detachment Zone (Central Iberian Zone, Spain). *Journal of Structural Geology*, 17, 163–182.
- Díez Balda, M.A., Rodríguez Alonso, M.D., Liñán, E., Gámez-Vintaned, J.A., López Díaz, F., Moreno, F., Moreno Eiris, E., Perejón, A., Pieren Pidal, A.P., Martínez Poyatos, D. y Vegas, R. (2004). Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estratigrafía. La transgresión cámbrica. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 81.
- Díez Montes, A. (2007). *La Geología del Dominio “Ollo de Sapo” en las comarcas de Sanabria y Terra do Bolo*. Lab. Xeol. Laxe, Nova Terra, 34, 494 pp.
- Díez Montes, A., Navidad, M., González Lodeiro, F., y Martínez Catalán, J.R. (2004). Dominio del Ollo de Sapo. Estratigrafía. El Ollo de Sapo. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 69–72.
- Doblas, M. (1991). Late Hercynian extensional and transcurrent tectonics in Central Iberia. *Tectonophysics*, 191, 325–334.
- Doblas, M., López-Ruiz, J., Oyarzun, R., Mahecha, V., Sánchez Moya, Y., Hoyos, M., Cebriá, J.M., Capote, R., Hernández Enrile, J.L., Lillo, J., Lunar, R., Ramos, A. y Sopeña, A. (1994a). Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition. *Tectonophysics*, 238, 95–116.
- Doblas, M., Oyarzun, R., Sopeña, A., López-Ruiz, J., Capote, R., Hernández Enrile, J.L., Hoyos, M., Lunar, R. y Sánchez Moya, Y. (1994b). Variscan – late Variscan – early Alpine progressive extensional collapse of central Spain. *Geodinamica Acta*, 71, 1–14.
- Eisbacher, G.H., Lüschen, E., y Wickert, F. (1989). Crustal-scale thrusting and extension in the Hercynian Schwarzwald and Vosges, Central Europe. *Tectonics*, 8, 1–21.
- Elter, F.M., Franceschelli, M., Guezzo, C., Memmi, I. y Ricci, C.A. (1986). The geology of Northern Sardinia. En: L. Carmignani, T. Cocozza, C. Ghezzi, P. Pertusati y C.A. Ricci (Eds.), *Guide-book to the excursion of the Paleozoic Basement of Sardinia* IGCP n°5. Newsletter Special Issue, 87–97.
- Escuder Viruete, J. (1999). *Evolución tectonotermal del Domo Gneísico del Tormes, Salamanca, NO del Macizo Ibérico. Implicaciones para la historia compresional y extensional de la Zona Centro Ibérica*. Lab. Xeol. Laxe, Nova Terra, 15, 385 pp.
- Escuder Viruete, J., Arenas, R. y Martínez Catalán, J.R. (1994). Tectonothermal evolution associated with variscan crustal extension in the Tormes Gneiss Dome (NW Salamanca, Iberian Massif, Spain). *Tectonophysics*, 238, 1–22.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G. (1996). Evolución microestructural y metamórfica de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza: La superposición de asociaciones de Baja-P/Alta-T sobre una secuencia Barroviense. *Geogaceta*, 20, 4, 879–882.
- Escuder Viruete, J., Indares, A. y Arenas, R. (1997). P-T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain. *Journal of metamorphic Geology*, 15, 645–663.
- Escuder Viruete, J., Hernáiz Huerta, P.P., Valverde-Vaquero, P., Rodríguez Fernández, R. y Dunning, G. (1998). Variscan extension in the Iberian Massif: structural, metamorphic and geochronological evidence

- from the Somosierra sector of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain). *Tectonophysics*, 290, 87–109.
- Escuder Viruete, J., Díez Balda, M.A., Rubio Pascual, F.J., González Casado, J.M., Barbero, L., Martínez Poyatos, D., Villar, P. y Martínez Catalán, J.R. (2004). Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. La extensión varisca tardiorogénica y las deformaciones tardías. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 87–92.
- Faure, M. (1995). Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. *Tectonics*, 14, 132–153.
- Febrel, T., Fuster, J.M. y de Pedro, F. (1958). Explicación de la Hoja n° 484 (Buitrago del Lozoya). I.G.M.E., 103 pp.
- Fernández Casals, M.J. (1974). Significado geotectónico de la formación gneísica de La Morcuera. *Studia Geologica Salmanticensia*, 7, 87–106.
- Fernández Casals, M.J. (1976). *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 305 pp.
- Fernández Casals, M.J. (1979). Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central). *Estudios Geológicos*, 35, 169–192.
- Fernández Casals, M.J. y Capote, R. (1970). La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya. *Boletín Geológico y Minero*, 81, 562–568.
- Fernández Casals, M.J. y Capote, R. (1971). Los neises glandulares del Guadarrama oriental. *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural*, 69, 69–80.
- Fernández Casals, M.J. y Gutiérrez Marco, J.C. (1985). Aspectos estratigráficos de la cadena hercínica en el Sistema Central. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79(4), 487–509.
- Fernández Rodríguez, C. (1991). *Estudio de los procesos de deformación en la zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 522 pp.
- Fernández Rodríguez, C. (1992). La zona de cizalla de Hiendelaencina (Sistema Central Español): Análisis de la deformación interna y de la microfábrica. *III Congreso Geológico de España. Simposios*, 2, 375–384.
- Fernández-Suárez, J., Arenas, R., Jeffries, T., M.J. Whitehouse y Villaseca, C. (2006). A U-Pb Study of Zircons from a Lower Crustal Granulite Xenolith of the Spanish Central System: A Record of Iberian Lithospheric Evolution from Neoproterozoic to the Triassic. *Journal of Geology*, 114, 471–483.
- Franceschelli, M., Memmi, I. y Ricci, C.A. (1982a). Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale. En: L. Carmignani, T. Cocozza, C. Ghezzo, P. Pertusati y C.A. Ricci, (Eds.), *Guida alla Geologia del Paleozoico sardo. Guide Geologiche Regionali*. Società Geologica Italiana, 137–149.
- Franceschelli, M., Memmi, I. y Ricci, C.A. (1982b). Ca distribution between almandine-rich garnet and plagioclase in pelitic and psammitic schists from the metamorphic basement of north-eastern Sardinia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 285–295.
- Fuchs, G. (1983). The evolution of the Bohemian Massif in Austria (abstr.). *Terra Cognita*, 3, 198.
- Fuster, J.M. y Febrel, T. (1959). *Explicación de la Hoja n° 509 (Torrelaguna)*. IGME, 102 pp.

- Fuster, J.M. y García Cacho, L. (1970). Sobre el metamorfismo regional progresivo en el Guadarrama Oriental (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, 26, 327–329.
- Fuster, J.M. y García Cacho, L. (1971). Discusión sobre el metamorfismo regional del Guadarrama oriental (Sistema Central español). *Acta Geológica Hispánica*, 6, 123–130.
- Fuster, J.M. y Mora, A. (1970). El carácter del metamorfismo en el Macizo de La Cañada (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos* 26, 317–321.
- Fuster, J.M. y Villaseca, C. (1979). Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama. *Estudios Geológicos* 35, 285–290.
- Fuster, J.M., Aparicio, A., Casquet, C., García Cacho, L., Mora, A. y Peinado, M. (1974). Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español. *Boletín Geológico y Minero*, 85, 595–600.
- Gans, P.B. (1987). An open-system, two-layer crustal stretching model for the eastern Great Basin. *Tectonics*, 6, 1–12.
- García Cacho, L. (1973). *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central Español*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 319 pp.
- Gil Toja, A., Jiménez-Ontiveros, P. y Seara Valero, J.R. (1985). La cuarta fase de deformación hercínica en la zona Centroibérica del Macizo Hespérico. *Cuadernos do Laboratorio Xeológico de Laxe*, 9, 91–103.
- Gilbert, E. y Merle, O. (1987). Extrusion and radial spreading beyond a closing channel. *Journal of Structural Geology*, 9, 481–490.
- Gómez Barreiro, J. (2004). *La Unidad de Fornás: Evolución Tectonothermal del SO del Complejo de Órdenes*. Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca, 294 pp.
- Gómez Barreiro, J., Wijbrans, J.R., Castiñeiras, P., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F. y Abati, J. (2006). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ laserprobe dating of mylonitic fabrics in a polyorogenic terrane of NW Iberia. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 61–73.
- Gómez Barreiro, J., Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Castiñeiras, P., Abati, J., Díaz García, F. y Wijbrans, J.R. (2007). Tectonic evolution of the upper allochthon of the Órdenes complex (northwestern Iberian Massif): Structural constraints to a polyorogenic peri-Gondwanan terrane. En: U. Linnemann, R.D. Nance, P. Kraft y G. Zulauf, (Eds.), *The evolution of the Rheic Ocean: From Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, Geological Society of America Special Paper 423, 315–332.
- González Casado, J.M. (1982). *Estructura y metamorfismo del núcleo cristalino del anticlinal mesozoico de Honrubia*. Tesis de Licenciatura, Universidad Complutense de Madrid, 195 pp.
- González Casado, J.M. (1987a). *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid, 294 pp.
- González Casado, J.M. (1987b). Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blástesis-deformación de la región de Somosierra (Sistema Central español). *Estudios Geológicos*, 43, 209–216.
- González Casado, J.M. (1987c). Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (S.C.E.). *Estudios Geológicos*, 42 (3-4), 209–216.

- González Casado, J.M. y Casquet, C. (1987). Relaciones blastesis-deformación del granate en la Zona de Cizalla de La Berzosa. *Geogaceta*, 2, 36–37.
- González Casado, J.M. y Casquet, C. (1988a). Estructuras distensivas y procesos metamórficos asociados a la zona de cizalla de Berzosa. *Geogaceta*, 4, 5–6.
- González Casado, J.M. y Casquet, C. (1988b). Significado de las estructuras tardías, S-C de la región de Berzosa-Honrubia. (S.C.E.). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 12, 243–250.
- González Casado, J.M., Capote, R. y Casquet, C. (1984). Análisis de la deformación en el macizo metamórfico de Honrubia (S.C.E.). *Revista de Materiales y Procesos Geológicos*, 2, 75–94.
- González Lodeiro, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 334 pp.
- González Lodeiro, F. (1981a). Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central español). *Serie resúmenes de Tesis Doctorales*. Universidad de Salamanca, 276, 1–31.
- González Lodeiro, F. (1981b). La estructura del anticlinorio del Olló de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central español). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 535–546.
- González Lodeiro, F. (1981c). Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación. *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 2, 125–134.
- González Lodeiro, F. (1983). La estructura del antiformal del Olló de Sapo. En: J.A. Comba (Coord.), *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos*, 1, 408–420.
- González Lodeiro, F., Martín Parra, L.M. y Navidad, M. (1988a). Estructura y metamorfismo del macizo de El Vellón-Pedrezuela (dominio occidental de la Sierra de Guadarrama). *Abstract X Reunión de Geología y Minería del NO peninsular*. O Castro (A Coruña).
- González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R., Macaya, J. y Álvarez, F. (1988b). Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaclaro y su relación con la Falla de Berzosa. *Geogaceta*, 4, 11–14.
- González Lodeiro, F., Díez Montes, A. y Martínez Catalán, J.R. (2004a). Dominio del Olló de Sapo. Estratigrafía. Secuencia preordovícica. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 69.
- González Lodeiro, F., Díez Balda, M.A. y Vegas, R. (2004b). Dominio del Complejo Esquisto-Grauwáquico. Estructura. Las deformaciones prevariscas. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 83–84.
- Guidotti, C.V. (1984). Micas in metamorphic rocks. En: S.W. Bailey (Ed.), *Micas. Reviews in mineralogy*, 13, Mineralogical Society of America, 357–467.
- Gutiérrez-Alonso, G., Fernández-Suárez, J. y Weil, A.B. (2004). Orocline triggered lithospheric delamination. En: A.J. Sussman y A.B. Weil (Eds.), *Orogenic Curvature: Integrating Paleomagnetic and Structural Analyses*. Geological Society of America Special Paper 383, 121–130.
- Haar, L., Gallagher, J.S. y Kell, G.S. (1984). *NBS/NRC Steam Tables*. Hemisphere Publishing, 320 pp.
- Hanmer, S.K. (1977). Age and tectonic implications of the Baie d'Audierne basic-ultrabasic complex. *Nature*, 270, 336–338.

- Heim, R.C. (1952). *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain*. Thesis Disertatie. Mineralogisch-Geologisch Instituut Rijksuniversiteit te Utrecht, 69 pp.
- Henry, D.J. y Guidotti, C.V. (1985). Tourmaline as a petrogenetic indicator mineral: an example from the staurolite-grade metapelites of NW Maine. *American Mineralogist*, 50, 1–15.
- Hernáiz Huerta, P.P., Escuder Viruete, J., Rodríguez Fernández, L.R., Valverde-Vaquero, P. y Dunning, G. (1996). Evolución estructural de la zona de cizalla extensional de Berzosa-Riaza, sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20, 4, 875–878.
- Hernáiz Huerta, P.P.; López Olmedo, F.; Cabra Gil, P.; Solé Pont, J.; Escuder Viruete, J.; Valverde-Vaquero, P.; Dunning, G.; Bea, F. y Gálvez García, C. (2005a). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 459, Tamajón*. I.G.M.E. Madrid, 161 pp.
- Hernáiz Huerta, P.P., López Olmedo, F., Cabra Gil, P., Solé Pont, J., Escuder Viruete, J., Valverde-Vaquero, P., Dunning, G., Bea, F. y Gálvez García, C. (2005b). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 432, Riaza*. I.G.M.E. Madrid, 179 pp.
- Hernández Enrile, J.L. (1991). Extensional tectonics of the Toledo ductile-brittle shear zone, central Iberian Massif. *Tectonophysics*, 191, 311–324.
- Hernández Sampelayo, P. (1914). Estudio Geológico de la provincia de Lugo. *Boletín del Instituto Geológico y Minero de España*, 34, 81–171.
- Hilgen, P. (1971). The Lalín Unit: a new structural element in the hercynian orogen of Galicia (NW. Spain). *Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, B (4), 1–10.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1985). An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations. 2, Data and results. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 343–370.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1990). An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system K₂O-Na₂O-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-TiO₂-SiO₂-C-H₂-O₂. *Journal of Metamorphic Geology*, 8, 89–124.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1992). Plagioclase feldspars: activity-composition relations based upon Darken's Quadratic Formalism and Landau theory. *American Mineralogist*, 77, 53–61.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (1998). An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology*, 16, 309–343.
- Holland, T.J.B. y Powell, R. (2000). *AX, Mineral activity calculation for thermobarometry. Computer program AX2 version 2.2*. Cambridge University Press. Cambridge.
- Julivert, N., Fontboté, J.M., Ribeiro, A. y Conde, L. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000. Memoria explicativa* (1974), I.G.M.E., 113 pp.
- Kilmurray, J. (1978). Distena relictas en la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. *Estudios Geológicos*, 34, 359–361.
- Kretz, R. (1983). Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68, 277–279.
- Lancelot, J.R., Allegret, A. e Iglesias Ponce de León. M. (1985). Outline of upper Precambrian and lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircon. *Earth and Planetary Science Letters*, 74, 325–337.

- Llana-Fúnez, S. y Marcos, A. (2007). Convergence in a thermally softened thick crust: Variscan intracontinental tectonics in Iberian plate rocks. *Terra Nova*, 19, 6, 393–400.
- López Ruíz, S., Aparicio, A. y García Cacho, L. (1975). El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama. Sistema Central español. *Memorias del Instituto Geológico y Minero de España*, 86, 1–127.
- Lotze, F. (1929). Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, S.N.F. Berlin, 14, 2, 320 pp.
- Lotze, F. (1945). Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta. *Geotektonische Forschungen*, 6, 78–92. Traducido por J.M. Ríos (1950) en: Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España, 5, 149–166.
- Mac-Pherson (1883). Sucesión estratigráfica de los terrenos arcaicos de España. *Anales de la Sociedad Española de Historia Natural*, 12, 341–378.
- Macaya, J. (1983). Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de Segovia. *Studia Geológica Salmantica*, 18, 93–106.
- Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. y Álvarez, F. (1991). Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding of cover and basement in the Sierra de Guadarrama, Hercynian orogen of central Spain. *Tectonophysics*, 191, 291–309.
- Mallada, L. (1895). *Explicación del Mapa geológico de España. Tomo I. Rocas hipogénicas y sistema estratocristalino*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. 558 pp.
- Mallada, L. (1896). *Explicación del Mapa geológico de España. Tomo II. Sistemas Cámbrico y Silúrico*. Memorias de la Comisión del Mapa Geológico de España. 515 pp.
- Marchand, J., 1981, Ecaillage d'un "mélange tectonique" profond: Le complexe cristallophyllien de Champtoceaux (Bretagne méridionale): *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 293, 223–228.
- Marcos, A. y Llana Fúnez, S. (2002). Estratigrafía y estructura de la lámina tectónica del Para-autóctono y de su autóctono en el área de Chantada (Galicia, NO de España). *Trabajos de Geología*, 23, 53–72.
- Martín Escorza, C. (1981). Un proceso de milonitización con extensión cortical en el Macizo Metamórfico de El Escorial (Cordillera Central). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 577–590.
- Martín Escorza, C. (1988). Fase Robledo: Una etapa distensiva dúctil en la Cordillera Central. *Geogaceta*, 5, 44–46.
- Martín-González, F. (2007). Evolution of an extensional shear zone in retrograde metamorphic conditions in the Iberian Massif: Santa María de la Alameda shear zone (Spanish Central System). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 32, 63–81.
- Martínez Catalán, J.R. (1981). *Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-leonesa)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca. 317 pp.
- Martínez Catalán, J.R. (1990). A non-cylindrical model for the northwest Iberian allochthonous terranes and their equivalents in the Hercynian belt of Western Europe. *Tectonophysics*, 179, 253–272.
- Martínez Catalán, J.R. (2011). Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? *Terra Nova*, 23, 241–247.

- Martínez Catalán, J.R. y González Clavijo, E. (2004). Dominio del Olla de Sapo. Estratigrafía. Secuencia sinorogénica. En: J.A. Vera, (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 75.
- Martínez Catalán, J.R., Díaz García, F., Arenas, R., Abati, J., Castiñeiras, P., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J. y Rubio Pascual, F.J. (2002). Thrust and detachment systems in the Órdenes Complex (northwestern Spain): Implications for the Variscan-Appalachian geodynamics. En: J.R. Martínez Catalán, R.D. Hatcher Jr., R. Arenas y F. Díaz García, (Eds.), *Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement*, Geological Society of America, Special Paper 364, 163–182.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R. y Díez Balda, M.A. (2003). Large extensional structures developed during emplacement of a crystalline thrust sheet: the Mondoñedo nappe (NW Spain). *Journal of Structural Geology*, 25, 1815–1839.
- Martínez Catalán, J.R., Martínez Poyatos, D. y Bea, F. (2004a). Zona Centroibérica. Introducción. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 68–69.
- Martínez Catalán, J.R., Gutiérrez-Marco, J.C., Hacar, M.P., Barros Lorenzo, J.C., González Clavijo, E. y González Lodeiro, F. (2004b). Dominio del Olla de Sapo. Estratigrafía. Secuencia preorogénica del Ordovícico-Devónico. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 72–75.
- Martínez Catalán, J.R., González Lodeiro, F., González Clavijo, E., Fernández Rodríguez, C. y Díez Montes, A. (2004c). Dominio del Olla de Sapo. Estructura. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 75–78.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Díaz García, F., González Cuadra, P., Gómez Barreiro, J., Abati, J., Castiñeiras, P., Fernández Suárez, J., Sánchez Martínez, S., Andonaegui, P., González Clavijo, E., Díez Montes, A., Rubio Pascual, F.J. y Valle Aguado, A. (2007). Space and time in the tectonic evolution of the northwestern Iberian Massif: Implications for the Variscan belt. En: R.D. Hatcher Jr., M.P. Carlson, J.H. McBride y J.R. Martínez Catalán, (Eds.), *4-D Framework of Continental Crust*, Geological Society of America Memoir, 200, 403–423.
- Martínez Catalán, J.R., Arenas, R., Abati, J., Sánchez Martínez, S., Díaz García, F., Fernández Suárez, J., González Cuadra, P., Castiñeiras, P., Gómez Barreiro, J., Díez Montes, A., González Clavijo, E., Rubio Pascual, F.J., Andonaegui, P., Jeffries, T.E., Alcock, J.E., Díez Fernández, R. y López Carmona, A. (2009). A rootless suture and the loss of the roots of a mountain chain: The Variscan belt of NW Iberia. *Comptes Rendus Geoscience*, 341, 2-3, 114–126.
- Martínez Poyatos, D., Gutiérrez-Marco, J.C., Pardo Alonso, M.V., Rábano, I. y Sarmiento, G. (2004a). Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estratigrafía. La secuencia paleozoica post cámbrica. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 81–83.
- Martínez Poyatos, D., Díez Balda, M.A., Macaya, J., González Lodeiro, F., Martínez Catalán, J.R. y Vegas, R. (2004b). Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estructura. El acortamiento varisco inicial. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 84–87.
- Matte, Ph. (1986). Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. *Tectonophysics*, 126, 331–334.
- Matte, Ph. (1991). Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. *Tectonophysics*, 196, 309–337.

- Matte, Ph. y Burg, J.P. (1981). Sutures, thrusts and nappes in the Variscan arc of western Europe: plate tectonic implications. En: K. McClay y N.J. Price (Eds.), *Thrust and Nappe Tectonics*, Geological Society of London, Special Publication 9, 353–358.
- Montero, P., Bea, F., González-Lodeiro, F., Talavera, C. y Whitehouse, M.J. (2007). Zircon ages of the meta-volcanic rocks and metagranites of the Ollo de Sapo Domain in central Spain: implications for the Neoproterozoic to early Palaeozoic evolution of Iberia. *Geological Magazine*, 144, 963–976.
- Navidad, M. (1975). Caracterización petrológica de los gneises glandulares del macizo de Hiendelaencina (Guadarrama oriental). *Estudios Geológicos*, 31, 343–350.
- Navidad, M. (1978a). Las series glandulares Ollo de Sapo en los sectores Nord-occidental y Centro-oriental del Macizo Ibérico. *Estudios Geológicos*, 34, 511–528.
- Navidad, M. (1978b). *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores Nord-occidental y Central del Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 234 pp.
- Navidad, M. (1979). Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental). *Estudios Geológicos*, 35, 31–48.
- Oczlon, M.S. y Díez Balda, M.A. (1992). Contourites in laminated black shale facies of the Aldeatejada Formation (Precambrian/Cambrian boundary range, province of Salamanca, western Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 5, 167–176.
- Oggiano G. y Di Pisa A. (1992). Geologia della Catena Ercinica in Sardegna. La Zona Assiale. In: Struttura della Catena Ercinica in Sardegna. Guida all'escursione. *Gruppo informale di geologia strutturale*, 147–177. Siena.
- Palacios, P. (1879). Reseña física y geológica de la parte N.O. de la provincia de Guadalajara. *Bol. Com. Mapa Geol. España*, 6, 321–352.
- Parga Pondal, I., Matte, Ph. y Capdevila, R. (1964). Introduction a la geologie de l'Ollo de Sapo. Formation porphyroide ante silurienne du nord ouest de l'Espagne. *Abhandlungen der Gesellschaft der Wissenschaften zu Göttingen, Mathematisch-Physikalische Klasse*, 76, 119–154.
- Peinado, M. (1970). Carácter del metamorfismo en el Macizo metamórfico El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español). *Estudios Geológicos*, 26(3), 323–326.
- Peinado, M. (1973). *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 199 pp.
- Perejón, A. (1972). Primer descubrimiento y descripción de Arqueociatos en la provincia de Salamanca. *Studia Geologica Salmanticensia*, 4, 143–149.
- Platt, J.P. (1986). Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 97, 1037–1053.
- Platt, J.P. (1993). Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova*, 5, 119–133.
- Portero, J.M., Aznar, J.M., Pérez González, A. y González Lodeiro, F. (1990). *Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 485, Valdepeñas de La Sierra*. I.T.G.E. Madrid, 84 pp.

- Powell, R. y Holland, T.J.B. (1985). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 1, Methods and a worked example. *Journal of Metamorphic Geology*, 3, 327–342.
- Powell, R. y Holland, T.J.B. (1988). An internally consistent dataset with uncertainties and correlations. 3, Applications to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173–204.
- Prado, C. de (1864). *Descripción física y geológica de la provincia de Madrid*. Junta General de Estadística. 219 pp.
- Quénardel, J.M., Brochwiczy-Lewinski, W., Chorowska, M., Cymerman, Z., Grocholski, A., Kossowska, I., Pique, A., Ploquin, A., Santallier, D., Sylwestrzak, H., Szalamacha, M., Szalamacha, J. and Wojciechowska, I., 1988. The Polish Sudetes: a mosaic of Variscan terranes. *Trabajos de Geología*, 17, 139–144.
- Ramsay, J.G. (1967). *Folding and Fracturing of Rocks*. MacGraw Hill, 568 pp.
- Ribeiro, A. (1983). Los complejos de Braganca y Morais. En: J.A. Comba (Ed.), *Geología de España. Libro Jubilar J.M. Rios I*, IGME, Madrid, 450–455.
- Ribeiro, A., Pereira, E. y Días, R. (1990). Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, 220–236.
- Ries, A.C. y Shackleton, R.M. (1971). Catazonal complexes of northwest Spain and north Portugal remnants of a Hercynian thrust plate. *Nature. Physical Science*, London, 234, 65–69.
- Robles, R. y Álvarez Nava, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes. Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca, Zona Centro-Ibérica. *II Congreso de Geología de España*, SGE, Granada, 1, 185–188.
- Rodríguez Alonso, M.D., Díez Balda, M.A., Perejón, A., Pieren, A., Liñán, E., López Díaz, F., Moreno, F., Gámed Vintaned, J.A., González Lodeiro, F., Martínez Poyatos, D. y Vegas, R. (2004). Dominio del Complejo Esquisto-Grauváquico. Estratigrafía. La secuencia litoestratigráfica del Neoproterozoico-Cámbrico inferior. En: J.A. Vera (Ed.), *Geología de España*, SGE-IGME, Madrid, 78–81.
- Roig, J.Y., Faure, M. y Maluski, H. (2002). Superimposed tectonic and hydrothermal events during the late-orogenic extension in the Western French Massif Central: a structural and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ study. *Terra Nova*, 14, 25–32.
- Rumble, D., III (1973). Fe-Ti oxide minerals from regionally metamorphosed quartzites of Western New Hampshire. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42, 181–195.
- San José, M.A., Pieren, A., García-Hidalgo, F.J., Vilas, L., Herranz, P., Peláez, J.R. y Perejón, A. (1990). Central Iberian Zone. Ante-Ordovician Stratigraphy. En: R.D. Dallmeyer y E. Martínez García (Eds.), *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Springer-Verlag, Berlín, 147–159.
- San Miguel de La Cámara, M. (1952). *Mapa Geológico de España 1/50.000. Hoja n° 375 (Fuentelcésped)*. I.G.M.E., 73 pp.
- San Miguel de La Cámara (1955). *Mapa Geológico de España 1/50.000. Hoja n° 403 (Maderuelo)*. I.G.M.E., 84 pp.
- Schäfer, G. (1969). Geologie und petrographie im östliche Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 10, 207 pp.

- Schulmann, K. y Gayer, R. (2000). A model for a continental accretionary wedge developed by oblique collision: the NE Bohemian Massif. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 401–416.
- Schulmann, K., Schaltegger, U., Jezek, J., Thompson, A.B. y Edel, J.B. (2002). Rapid burial and exhumation during orogeny: thickening and synconvergent exhumation of thermally weakened and thinned crust (Variscan orogen in Western Europe). *American Journal of Science*, 302, 856–879.
- Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O. y Štípská, P. (2005). Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. *American Journal of Science*, 305, 407–448.
- Shelley, D. y Bossière, G. (2000). A new model for the Hercynian Orogen of Gondwanan France and Iberia. *Journal of Structural Geology*, 22, 757–776.
- Shelley, D. y Bossière, G. (2002). Megadisplacements and the Hercynian orogen of Gondwanan France and Iberia, En: J.R. Martínez Catalán, R.D., Hatcher Jr., R. Arenas, y Díaz García, F. (Eds.), *Variscan-Appalachian Dynamics: The Building of the Late Paleozoic Basement*, Geological Society of America Special Paper 364, 209–222.
- Smulikowski, K. y Smulikowski, W. (1985). On the porphyroblastic eclogites of the Snieznik Mountains in the Polish Sudetes. *Chemical Geology*, 50, 201–222.
- Soers, E. (1972). Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale). *Studia Geologica Salmanticensia*, 4, 7–94.
- Sommer, W. (1965). Stratigraphie und tektonik im Osteichen Guadarrama-Gebirge (Spanien). *Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie*, 1, 159 pp.
- Spear, F.S. (1993). *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, D.C. 799 pp.
- Spear, F.S. and Cheney, J.T. (1989). A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO_2 - Al_2O_3 - FeO - MgO - K_2O - H_2O . *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 149–164.
- Spencer, J.E. (1984). Role of tectonic denudation in warping and uplift of low-angle normal faults. *Geology*, 12, 95–98.
- Thompson, G.A. y McCarthy, J. (1990). A gravity constraint on the origin of highly extended terranes. *Tectonophysics*, 174, 197–206.
- Thompson, A.B., Schulmann, K. y Jezek, J. (1997). Thermal evolution and exhumation in obliquely convergent (transpressive) orogens. *Tectonophysics*, 280, 171–184.
- Tirel, C., Brun, J.P. y Burov, E. (2004). Thermomechanical modeling of extensional gneiss domes. En: D.L. Whitney, C. Teyssier y C.S. Siddoway (Eds.), *Gneiss Domes in Orogeny*, Geological Society of America Special Paper 380, 67–78.
- Tornos, F. (1981). *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis Licenciatura. Universidad Complutense, Madrid, 152 pp.
- Valverde-Vaquero, P. (1997). *An integrated field, geochemical and U-Pb geochronological study of the southwest hermitage flexure (Newfoundland Appalachians, Canada) and the Sierra de Guadarrama*

- (*Iberian Massif, Central Spain*): A contribution to the understanding of the geological evolution of circum-Atlantic Peri-Gondwana). Ph.D. Memorial University of Newfoundland, 450 pp.
- Valverde-Vaquero, P. y Dunning, G.R. (1997). Magmatismo "Sárdico" Arenig en el dominio del Olla de Sapo de la Zona Centro Ibérica: nuevas evidencias U-Pb en la Sierra de Guadarrama. *XIV Reunión Geol. Oeste Peninsular*, Villa Real, Portugal, Abstracts, 265–270.
- Valverde-Vaquero, P. y Dunning, G. (2000). New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain. *Journal of the Geological Society of London*, 157, 15–26.
- Valverde-Vaquero, P., Hernáiz, P.P., Escuder Viruete, J. y Dunning, G. (1995). Comparison of the Precambrian and Paleozoic evolution of the Sierra de Guadarrama (Central Iberian Zone, Spain) and the Gondwanan Margin, Newfoundland Appalachians (GMNA). *Terra Nova*, 7, 278.
- Valverde-Vaquero, P., Dunning, G., Hernáiz, Huerta, P.P., Escuder Viruete, J. y Rodríguez Fernández, R. (1996). La extensión Sin-Colisional en la Zona Centro Ibérica: restricciones temporales impuestas por edades U-Pb en monacitas del sector de Somosierra, Sistema Central Español. *Geogaceta*, 20, 4, 883–886.
- Valverde-Vaquero, P., Díez Balda, M.A., Díez Montes, A., Dörr, W., Escuder Viruete, J., González Clavijo, E., Maluski, H., Rodríguez-Fernández, L.R., Rubio, F. y Villar, P. (2007). The "hot orogen": two separate variscan low pressure metamorphic events in the Central Iberian Zone. *Géologie de La France*, 2, 168.
- Valladares, M.I., Barba, P., Colmenero, J.R., Armenteros, I. y Ugidos, J.M. (1998). La sucesión sedimentaria del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior en el sector central de la Zona Centro Ibérica: litoestratigrafía, geoquímica y facies sedimentarias. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11, 271–283.
- Valle Aguado, B., Azevedo, M.R., Schaltegger, U., Martínez Catalán, J.R., y Nolan, J. (2005). U-Pb zircon and monazite geochronology of Variscan magmatism related to syn-convergence extension in central northern Portugal. *Lithos*, 82, 169–184.
- Vauchez, A., and Bufalo, M. (1988). Charriage crustal, anatexis et décrochements ductiles dans les Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogénese Varisque. *Geologische Rundschau*, 77, 45–62.
- Vera, J.A. (Ed.). (2004). *Geología de España*. Sociedad Geológica de España-Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, .884 pp.
- Vialette, Y., Bellido, F., Fuster, J.M. e Ibarrola, E. (1981). Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 7, 325–335.
- Vialette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1986). Orogenic granitic magmatism of pre-Hercynian age in the Spanish Central System. *Terra Cognita*, Ico 6 meeting, 62, 1606.
- Vialette, Y., Casquet, C., Fúster, J.M., Ibarrola, E., Navidad, M., Peinado, M. y Villaseca, C. (1987). Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). *Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte*, 10, 465–479.
- Vidal, G., Palacios, T., Moczydlowska, M., Gubanov, A.P. (1999). Age constraints from small shelly fossils on the early Cambrian terminal Cadomian Phase in Iberia. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, 121, 137–143.

- Villaseca, C. (1983) *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 331 pp.
- Villaseca, C. (1985). Los granitos de la sierra de Guadarrama. *Revista de la Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 79 (4), 573–587.
- Villaseca, C. y Orejana, D. (2008). Rutilos ricos en Zr incluidos en granates de xenolitos granulíticos de la corteza inferior del Sistema Central Español: implicaciones geodinámicas. *Geogaceta*, 44, 31–34.
- Villaseca, C. y Ubanell, A.G. (2005). El macizo metagranítico de La Cebollera (Pico de las Tres Provincias, Somosierra, Sistema Central Español): Nuevos datos sobre el metamorfismo hercínico del sector de Somosierra. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18, 113–129.
- Villaseca, C., Martín Romera, C. y Barbero, L. (2002). Estimaciones termobarométricas en los metagabros coroníticos de la región de Segovia (Sierra de Guadarrama). *Geogaceta*, 32, 11–14.
- Waard, D. (1950). Poligenetic structures in augengneiss of the Sierra de Guadarrama (Spain). *Bulletin de la Commission Géologique de Finlande*, 23, 51–56.
- Wernicke, B. y Axen, G.J. (1988). On the role of isostasy in the evolution of normal fault systems. *Geology*, 16, 848–851.
- Whitney, D.L. y Dilek, Y. (1998a). Characterization and interpretation of P–T paths with multiple thermal peaks. En: P.J. Treloar y P.J. O'Brien, (Eds.), *What drives metamorphism and metamorphic reactions?* Geological Society of London, Special Publication 138, 53–60.
- Whitney, D.L. y Dilek, Y. (1998b). Metamorphism during Alpine Crustal Thickening and Extension in Central Anatolia, Turkey: the Nigde Metamorphic Core Complex. *Journal of Petrology*, 39(7) 1385–1403.
- Wildberg, H.G.H., Bischoff, L. y Baumann, A. (1989). U–Pb ages of zircons from meta-igneous and meta-sedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: Implications for the Central Iberian crustal evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103, 253–262.
- Wimmenauer, W. y Lim, S.K. (1988). L'association leptyno-amphibolique de la Forêt-Noire (R.F.A.). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8, 35–41.
- Zamarreño, I. y Perejón, A. (1976). El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa, NW de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos. *Breviora Geologica Asturica*, 202, 17–32.
- Zeck, H.P., Wingate, M.T.D., Pooley, G.D. y Ugidos, J.M. (2004). A sequence of Pan-African and Hercynian events recorded in zircons from an orthogneiss from the Hercynian Belt of Western Central Iberia - an ion microprobe U–Pb study. *Journal of Petrology*, 45(8), 1613–1629.

ANEXOS

Tablas de análisis de minerales

Figura 3 y Figura 17

Mapa I

Mapa IIa

Cortes geológicos del Mapa IIa

Mapa IIb y corte geológico

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S1																		
Zona de la clorita																		
	AA 1-1.1	AA 1-1.2	AA 1-1.3	AA 1-1.5	AA 1-1.6	AA 1-1.7	AA 1-1.8	AA 1-1.9	AA 1-1.10	AA 1-1.11	AA 1-1.12	AA 1-1.13	AA 1-2.15	AA 1-2.16	AA 1-2.19	AA 1-2.20	AA 1-2.22	
SiO2	45.44	44.78	45.41	44.23	45.11	45.37	44.32	45.33	45.53	45.73	45.70	46.10	45.43	44.52	45.64	45.56	45.85	
TiO2	0.27	0.21	0.19	0.11	0.24	0.28	0.21	0.25	0.34	0.25	0.30	0.21	0.13	0.22	0.18	0.24	0.12	
Al2O3	36.41	36.81	36.31	37.00	37.17	36.92	36.76	37.11	37.14	36.90	36.87	36.19	36.90	36.59	37.43	36.41	36.35	
Cr2O3	0.01	0.04	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	
FeO	0.77	0.79	1.41	0.73	0.80	0.77	1.34	0.87	0.79	0.92	0.80	0.82	0.69	1.78	0.74	0.93	0.87	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	
NiO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.09	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.01	0.00	0.01	
MgO	0.39	0.42	0.61	0.31	0.34	0.41	0.44	0.37	0.33	0.38	0.36	0.44	0.25	0.67	0.35	0.43	0.30	
CaO	0.01	0.02	0.02	0.06	0.02	0.02	0.05	0.24	0.05	0.00	0.00	0.01	0.01	0.11	0.01	0.03	0.02	
Na2O	1.57	1.57	1.59	1.74	1.48	1.54	1.59	1.66	1.50	1.56	1.51	1.42	1.73	1.99	1.62	1.54	1.64	
K2O	8.42	8.46	8.39	8.54	8.20	8.50	7.84	8.00	8.06	8.30	8.17	8.04	7.50	6.85	8.29	8.46	8.19	
Total	93.31	93.09	93.95	92.71	93.39	93.82	92.55	93.90	93.89	94.09	93.76	93.26	92.75	92.75	94.28	93.63	93.38	
Cationes en base a 11 oxigenos																		
Si	3.05	3.02	3.04	3.00	3.02	3.03	3.00	3.02	3.03	3.04	3.05	3.08	3.05	3.00	3.03	3.05	3.07	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Altot	2.88	2.92	2.87	2.96	2.94	2.91	2.94	2.92	2.92	2.90	2.90	2.85	2.92	2.91	2.93	2.87	2.87	
Al(IV)	0.95	0.98	0.96	1.00	0.98	0.97	1.00	0.98	0.97	0.96	0.95	0.92	0.95	1.00	0.97	0.95	0.93	
Al(VI)	1.93	1.94	1.90	1.95	1.96	1.94	1.94	1.94	1.95	1.94	1.95	1.94	1.97	1.92	1.96	1.93	1.94	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe2+	0.04	0.04	0.08	0.04	0.04	0.04	0.08	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.10	0.04	0.05	0.05	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.04	0.04	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.07	0.03	0.04	0.03	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Na	0.20	0.20	0.21	0.23	0.19	0.20	0.21	0.21	0.19	0.20	0.20	0.18	0.22	0.26	0.21	0.20	0.21	
K	0.72	0.73	0.72	0.74	0.70	0.72	0.68	0.68	0.69	0.70	0.70	0.69	0.64	0.59	0.70	0.72	0.70	
Total	6.96	6.97	6.98	7.00	6.95	6.96	6.96	6.95	6.93	6.95	6.95	6.91	6.92	6.95	6.95	6.96	6.94	
100Fe/(Fe+Mg)	52.72	51.32	56.48	56.87	57.00	51.46	63.14	57.22	57.61	57.59	55.52	51.47	60.39	59.93	54.45	54.74	62.04	
Mrg	0.09	0.12	0.12	0.48	0.15	0.12	0.39	1.84	0.40	0.00	0.00	0.10	0.06	0.95	0.09	0.23	0.14	
Pg	22.08	21.94	22.37	23.56	21.53	21.56	23.47	23.53	21.98	22.21	21.96	21.16	25.89	30.32	22.88	21.57	23.33	
Cel	4.00	1.39	3.06	0.00	1.75	2.48	0.25	1.71	2.56	3.37	3.67	6.65	3.88	0.31	2.22	4.00	5.46	
Ms	73.84	76.55	74.45	75.96	76.56	75.85	75.89	72.92	75.06	74.42	74.37	72.09	70.18	68.42	74.82	74.20	71.08	

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₁																
Zona de la clorita																
	AA 1-2.23	AA 1-2.24	AA 1-2.26	AA 1-2.27	AA 1-2.28	AA 1-2.29	AA 1-3.121	AA 1-3.122	AA 1-3.124	AA 1-3.125	AA 1-3.126	AA 1-3.127	AA 1-3.128	AA 1-3.130	AA 1-3.131	AA 1-3.133
SiO ₂	45.40	45.51	45.01	45.95	45.49	46.05	46.19	44.77	44.36	45.26	44.95	45.49	44.55	44.73	44.68	44.77
TiO ₂	0.13	0.17	0.21	0.09	0.14	0.08	0.31	0.12	0.20	0.13	0.25	0.24	0.19	0.14	0.23	0.15
Al ₂ O ₃	36.61	36.97	35.55	36.92	36.99	37.09	35.00	36.69	37.23	36.67	36.55	35.93	37.03	37.19	37.42	37.27
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
FeO	0.76	0.88	2.56	0.82	1.23	0.70	1.08	0.83	0.60	0.93	0.73	0.77	0.79	0.86	0.81	0.69
MnO	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.03	0.01	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.06	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	0.27	0.30	0.91	0.26	0.42	0.29	0.84	0.30	0.32	0.33	0.33	0.39	0.36	0.26	0.34	0.33
CaO	0.06	0.01	0.05	0.03	0.13	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00
Na ₂ O	1.89	1.62	1.36	1.71	2.34	1.71	1.18	1.38	1.31	1.47	1.29	1.36	1.48	1.49	1.49	1.48
K ₂ O	7.28	8.36	6.94	8.21	6.62	8.41	8.71	8.40	8.16	8.31	8.11	8.18	8.44	8.22	8.51	8.14
Total	92.39	93.86	92.64	94.00	93.40	94.42	93.31	92.57	92.21	93.16	92.34	92.39	92.86	92.90	93.57	92.85
Cationes en base a 11 oxígenos																
Si	3.06	3.04	3.05	3.06	3.03	3.05	3.11	3.03	3.01	3.04	3.04	3.08	3.01	3.01	3.00	3.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al _{tot}	2.91	2.91	2.84	2.90	2.91	2.90	2.77	2.93	2.97	2.91	2.92	2.87	2.95	2.95	2.96	2.96
Al(IV)	0.94	0.96	0.95	0.94	0.97	0.95	0.89	0.97	0.99	0.96	0.96	0.92	0.99	0.99	1.00	0.99
Al(VI)	1.96	1.95	1.88	1.95	1.94	1.95	1.88	1.96	1.98	1.95	1.96	1.94	1.96	1.97	1.96	1.97
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.04	0.05	0.14	0.05	0.07	0.04	0.06	0.05	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.03	0.03	0.09	0.03	0.04	0.03	0.08	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.25	0.21	0.18	0.22	0.30	0.22	0.15	0.18	0.17	0.19	0.17	0.18	0.19	0.19	0.19	0.19
K	0.63	0.71	0.60	0.70	0.56	0.71	0.75	0.73	0.71	0.71	0.70	0.71	0.73	0.71	0.73	0.70
Total	6.92	6.96	6.91	6.95	6.94	6.96	6.94	6.95	6.94	6.95	6.92	6.92	6.97	6.95	6.97	6.95
100Fe/(Fe+Mg)	61.06	62.42	61.23	64.37	62.30	57.30	41.92	61.09	51.20	61.03	55.49	52.37	55.01	65.40	57.44	53.69
Mrg	0.50	0.05	0.45	0.21	1.09	0.10	0.02	0.00	0.07	0.27	0.27	0.05	0.00	0.14	0.00	0.00
Pg	28.19	22.75	22.84	24.04	34.62	23.56	17.08	20.01	19.61	21.07	19.45	20.21	21.08	21.52	21.03	21.60
Cel	4.13	2.92	3.56	4.33	2.18	4.06	8.74	2.51	0.47	3.36	3.45	6.09	0.63	1.10	0.00	1.13
Ms	67.18	74.28	73.15	71.41	62.11	72.28	74.15	77.48	79.86	75.30	76.83	73.65	78.28	77.23	78.97	77.27

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

		Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₁																											
		Zona de la biotita																											
		AA 1-4.38	AA 1-4.39	AA 1-4.40	AA 1-4.41	AA 1-4.42	AA 1-4.43	AA 1-4.44	AA 1-4.45	AA 1-4.46	AA 1-5.50	AA 1-5.51	AA 1-5.52	AA 1-5.54	AA 1-5.55	AA 1-5.56	AA 1-5.57												
SiO ₂		45.96	44.81	44.62	45.46	45.67	46.48	45.73	45.40	45.80	45.84	45.73	45.40	45.97	45.77	45.82	44.97												
TiO ₂		0.68	0.22	0.12	0.24	0.26	0.14	0.15	0.18	1.00	0.23	0.09	0.24	0.33	0.29	0.25	0.25												
Al ₂ O ₃		34.52	35.93	35.48	35.28	35.74	36.00	34.59	35.44	34.43	36.26	35.89	37.62	36.63	36.10	36.11	36.97												
Cr ₂ O ₃		0.06	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00												
FeO		0.96	1.35	1.17	1.23	1.10	1.01	1.37	1.22	1.16	0.78	0.59	0.42	0.92	0.86	0.89	1.00												
MnO		0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00												
NiO		0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.05												
MgO		0.87	0.57	0.55	0.64	0.51	0.44	0.85	0.51	0.82	0.45	0.35	0.23	0.52	0.50	0.48	0.43												
CaO		0.02	0.00	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.08	0.02	0.04	0.00	0.06												
Na ₂ O		1.74	0.73	0.71	0.78	0.86	0.56	0.57	0.71	0.70	1.10	1.11	0.94	1.03	1.01	1.00	1.08												
K ₂ O		7.97	9.55	9.37	9.37	9.45	9.65	9.55	9.80	9.07	8.48	8.20	8.29	8.45	8.35	8.48	8.16												
Total		92.79	93.20	92.05	93.04	93.64	94.36	92.84	93.29	93.00	93.16	91.98	93.23	93.89	92.98	93.05	92.98												
		Cationes en base a 11 oxígenos																											
Si		3.10	3.04	3.06	3.08	3.07	3.10	3.11	3.07	3.10	3.08	3.10	3.03	3.06	3.08	3.08	3.03												
Ti		0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.05	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01												
Al _{tot}		2.75	2.87	2.86	2.82	2.83	2.83	2.77	2.83	2.74	2.87	2.87	2.96	2.88	2.86	2.86	2.93												
Al(IV)		0.90	0.96	0.94	0.92	0.93	0.90	0.89	0.93	0.90	0.92	0.90	0.97	0.94	0.92	0.92	0.97												
Al(VI)		1.85	1.91	1.92	1.90	1.91	1.93	1.88	1.90	1.84	1.94	1.96	2.00	1.94	1.94	1.94	1.96												
Cr		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Fe ²⁺		0.05	0.08	0.07	0.07	0.06	0.06	0.08	0.07	0.07	0.04	0.03	0.02	0.05	0.05	0.05	0.06												
Mn		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Ni		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Mg		0.09	0.06	0.06	0.06	0.05	0.04	0.09	0.05	0.08	0.05	0.04	0.02	0.05	0.05	0.05	0.04												
Ca		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00												
Na		0.23	0.10	0.09	0.10	0.11	0.07	0.08	0.09	0.09	0.14	0.15	0.12	0.13	0.13	0.13	0.14												
K		0.69	0.83	0.82	0.81	0.81	0.82	0.83	0.85	0.78	0.73	0.71	0.71	0.72	0.72	0.73	0.70												
Total		6.95	6.98	6.96	6.96	6.96	6.93	6.95	6.97	6.92	6.91	6.89	6.89	6.91	6.90	6.91	6.92												
100Fe/(Fe+Mg)		38.20	56.84	54.24	52.03	54.57	56.27	47.57	57.37	44.27	49.22	48.23	50.32	49.59	48.87	51.06	56.73												
Mrg		0.17	0.00	0.22	0.12	0.08	0.30	0.15	0.00	0.17	0.12	0.20	0.65	0.18	0.37	0.00	0.50												
Pg		24.89	10.39	10.26	11.25	12.08	8.08	8.30	9.93	10.45	16.38	17.07	14.55	15.54	15.42	15.24	16.68												
Cel		7.66	3.30	4.94	7.03	6.35	8.91	9.75	6.58	8.68	6.31	8.07	2.78	5.17	6.42	6.66	2.15												
Ms		67.28	86.31	84.58	81.61	81.49	82.71	81.80	83.49	80.70	77.18	74.66	82.02	79.12	77.79	78.10	80.67												

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₂		Zona de la biotita															
		AA 2-7.30	AA 2-7.31	AA 2-7.32	AA 2-7.33	AA 2-7.34	AA 2-7.35	AA 2-7.36	AA 2-10.69	AA 2-10.70	AA 2-10.71	AA 2-10.72	AA 2-10.75	AA 2-10.76	AA 2-10.79	AA 2-10.80	AA 2-10.81
SiO ₂		45.58	45.57	46.02	45.61	46.34	45.34	45.19	44.47	44.39	45.06	45.77	45.98	44.81	45.28	44.45	44.63
TiO ₂		0.40	0.22	0.13	0.22	0.18	0.14	0.20	0.23	0.49	0.27	0.11	0.28	0.25	0.21	0.28	0.33
Al ₂ O ₃		34.45	36.32	36.93	35.94	36.35	37.29	36.92	36.36	35.72	35.00	35.36	34.48	34.97	36.51	35.21	36.24
Cr ₂ O ₃		0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.06	0.02	0.00	0.02	0.02
FeO		1.65	0.75	0.62	0.96	0.63	0.77	0.79	0.75	0.81	0.93	0.76	1.03	0.97	0.97	0.97	0.88
MnO		0.00	0.00	0.07	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.04	0.02	0.06	0.00
NiO		0.07	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.03	0.00	0.02	0.03	0.00	0.05	0.05	0.00	0.04
MgO		0.81	0.42	0.27	0.52	0.38	0.25	0.34	0.42	0.53	0.62	0.43	0.68	0.64	0.52	0.73	0.57
CaO		0.01	0.03	0.08	0.03	0.04	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Na ₂ O		1.13	1.37	1.55	1.32	1.23	1.63	1.62	0.86	0.78	0.76	0.82	0.78	0.81	0.80	0.75	0.76
K ₂ O		8.98	8.66	8.02	8.59	7.34	8.44	8.44	9.21	9.49	9.39	9.47	9.35	9.24	9.20	9.35	9.29
Total		93.06	93.35	93.70	93.20	92.54	93.95	93.52	92.39	92.25	92.12	92.80	92.65	91.80	93.57	91.82	92.75
Cationes en base a 11 oxígenos																	
Si		3.09	3.06	3.06	3.07	3.10	3.03	3.03	3.03	3.03	3.08	3.10	3.12	3.07	3.04	3.05	3.03
Ti		0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Al _{tot}		2.76	2.87	2.90	2.85	2.87	2.93	2.92	2.92	2.88	2.82	2.82	2.76	2.83	2.89	2.85	2.90
Al(IV)		0.91	0.94	0.94	0.93	0.90	0.97	0.97	0.97	0.97	0.92	0.90	0.88	0.93	0.96	0.95	0.97
Al(VI)		1.85	1.93	1.96	1.92	1.97	1.96	1.95	1.94	1.91	1.90	1.92	1.88	1.90	1.94	1.90	1.93
Cr		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺		0.09	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05
Mn		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg		0.08	0.04	0.03	0.05	0.04	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.04	0.07	0.07	0.05	0.07	0.06
Ca		0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na		0.15	0.18	0.20	0.17	0.16	0.21	0.21	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10
K		0.78	0.74	0.68	0.74	0.63	0.72	0.72	0.80	0.83	0.82	0.82	0.81	0.81	0.79	0.82	0.80
Total		6.97	6.95	6.92	6.95	6.85	6.97	6.97	6.96	6.97	6.96	6.95	6.94	6.96	6.95	6.97	6.96
100Fe/(Fe+Mg)		53.42	50.24	55.82	51.01	48.16	63.26	56.96	49.71	45.94	45.65	49.81	45.94	45.83	51.07	42.68	46.67
Mrg		0.09	0.23	0.65	0.24	0.32	0.18	0.03	0.25	0.09	0.00	0.13	0.11	0.00	0.10	0.06	0.00
Pg		16.02	19.30	22.52	18.93	20.18	22.69	22.58	12.36	11.03	11.00	11.67	11.19	11.80	11.65	10.84	11.04
Cel		7.81	4.76	4.91	5.57	8.18	1.99	2.23	2.36	2.94	7.14	8.83	10.77	6.52	3.76	4.56	2.51
Ms		76.08	75.71	71.91	75.27	71.32	75.14	75.16	85.03	85.94	81.86	79.37	77.93	81.68	84.49	84.54	86.44

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S₂

	Zona de la biotita															
	AA 2-982	AA 2-983	AA 2-985	AA 2-986	AA 2-987	AA 2-988	AA 2-989	AA 2-990	AA 2-991	AA 2-992	AA 2-1094	AA 2-1096	AA 2-1097	AA 2-10100	AA 2-10102	AA 2-10105
SiO ₂	45.22	45.60	45.85	45.37	45.63	46.44	45.61	45.27	45.48	46.09	45.13	45.65	44.85	45.18	45.53	45.88
TiO ₂	0.18	0.16	0.30	0.29	0.32	0.25	0.30	0.86	0.32	0.10	0.32	0.29	0.32	0.16	0.30	0.21
Al ₂ O ₃	35.47	36.58	36.26	35.64	35.42	35.87	35.91	34.81	35.03	33.52	33.57	33.66	33.93	36.46	33.41	32.86
Cr ₂ O ₃	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.04	0.02	0.00	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.85	0.72	0.77	0.74	0.96	0.88	0.71	1.01	1.10	1.43	1.86	1.77	1.89	0.63	2.05	1.95
MnO	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00
NiO	0.03	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.06
MgO	0.45	0.41	0.47	0.50	0.61	0.52	0.48	0.71	0.63	1.08	0.96	0.81	0.89	0.42	0.85	1.00
CaO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.87	0.87	0.87	0.78	0.88	1.03	1.03	1.12	0.89	0.68	0.33	0.34	0.33	0.80	0.32	0.29
K ₂ O	9.03	8.87	8.41	8.60	9.08	8.75	9.07	9.02	9.54	9.37	10.25	9.95	10.06	9.65	10.06	10.00
Total	92.14	93.37	92.96	91.97	92.94	93.80	93.20	92.82	93.08	92.35	92.44	92.52	92.30	93.33	92.53	92.27
Cationes en base a 11 oxígenos																
Si	3.08	3.06	3.08	3.08	3.08	3.10	3.07	3.07	3.08	3.15	3.10	3.13	3.09	3.05	3.12	3.15
Ti	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01
Al ^{tot}	2.85	2.89	2.87	2.86	2.82	2.82	2.85	2.78	2.80	2.70	2.72	2.72	2.75	2.90	2.70	2.66
Al(IV)	0.92	0.94	0.92	0.92	0.92	0.90	0.93	0.93	0.92	0.85	0.90	0.87	0.91	0.95	0.88	0.85
Al(VI)	1.93	1.95	1.95	1.94	1.91	1.92	1.92	1.86	1.88	1.85	1.83	1.84	1.84	1.94	1.83	1.82
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.08	0.11	0.10	0.11	0.04	0.12	0.11
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.04	0.05	0.05	0.06	0.05	0.05	0.07	0.06	0.11	0.10	0.08	0.09	0.04	0.09	0.10
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.11	0.11	0.11	0.10	0.12	0.13	0.13	0.15	0.12	0.09	0.04	0.05	0.04	0.10	0.04	0.04
K	0.78	0.76	0.72	0.75	0.78	0.74	0.78	0.78	0.82	0.82	0.90	0.87	0.82	0.83	0.88	0.88
Total	6.94	6.92	6.89	6.90	6.94	6.92	6.94	6.96	6.97	6.95	6.99	6.96	6.95	6.97	6.97	6.96
100Fe/(Fe+Mg)	51.45	49.85	47.68	45.45	46.90	48.67	45.41	44.52	49.55	42.55	52.18	55.26	54.39	46.04	57.47	52.40
Mrg	0.22	0.23	0.22	0.23	0.27	0.32	0.28	0.14	0.02	0.20	0.00	0.09	0.02	0.00	0.00	0.12
Pg	12.73	12.89	13.60	12.09	12.85	15.07	14.61	15.87	12.37	9.96	4.62	4.95	4.76	11.23	4.66	4.21
Cel	7.04	5.16	6.70	7.30	7.24	8.37	6.09	5.98	7.22	13.19	9.91	11.89	8.26	4.07	11.84	14.78
Ms	80.01	81.72	79.47	80.38	79.64	76.24	79.02	78.01	80.40	76.65	85.47	83.07	86.96	84.71	83.49	80.89

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₂																
	Zona de la biotita										Zona del granate					
	AA 2-10.111	AA 2-10.117	10301	10601	10701	10901	20401	20701	20901	21301	21601	30301	30401	AA 2-9.58	AA 2-9.59	AA 2-9.60
SiO ₂	44.69	45.25	46.07	46.14	46.55	46.01	47.04	46.35	46.90	46.76	46.37	46.11	46.33	45.63	44.68	44.53
TiO ₂	0.30	0.23	0.95	0.89	0.85	0.78	0.87	0.92	0.92	0.53	0.84	0.22	0.19	0.40	0.51	0.66
Al ₂ O ₃	33.72	34.32	32.41	33.22	33.23	32.47	32.42	32.29	32.52	32.48	31.97	35.41	36.06	33.99	34.01	31.93
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.04	0.00
FeO	1.86	1.75	2.78	2.53	2.71	2.91	2.17	2.42	1.95	2.43	2.37	1.40	1.53	1.34	1.73	5.27
MnO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
NiO	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.06	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01
MgO	0.90	0.79	1.14	0.99	1.02	0.77	1.08	1.10	1.09	1.10	1.06	0.50	0.37	0.85	0.74	1.30
CaO	0.02	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.03
Na ₂ O	0.31	0.30	0.38	0.36	0.30	0.31	0.33	0.34	0.36	0.38	0.33	1.31	1.15	0.35	0.37	0.28
K ₂ O	10.29	9.79	10.40	10.54	10.06	10.14	10.69	10.71	10.43	10.51	10.50	9.03	8.89	10.24	9.87	8.37
Total	92.20	92.46	94.19	94.67	94.78	93.43	94.63	94.14	94.20	94.26	93.51	94.03	94.65	92.81	91.97	92.38
Cationes en base a 11 oxígenos																
Si	3.09	3.10	3.13	3.11	3.13	3.14	3.17	3.15	3.17	3.16	3.16	3.09	3.08	3.11	3.08	3.09
Ti	0.02	0.01	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.03	0.04	0.01	0.01	0.02	0.03	0.03
Al _{tot}	2.74	2.77	2.59	2.64	2.63	2.62	2.57	2.58	2.59	2.59	2.57	2.80	2.83	2.73	2.76	2.61
Al(IV)	0.91	0.90	0.87	0.89	0.87	0.86	0.83	0.85	0.83	0.84	0.84	0.91	0.92	0.89	0.92	0.91
Al(VI)	1.83	1.87	1.72	1.75	1.76	1.76	1.74	1.73	1.76	1.75	1.73	1.89	1.91	1.85	1.85	1.70
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.11	0.10	0.16	0.14	0.15	0.17	0.12	0.14	0.11	0.14	0.14	0.08	0.09	0.08	0.10	0.31
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.08	0.12	0.10	0.10	0.09	0.11	0.11	0.11	0.11	0.11	0.05	0.04	0.09	0.08	0.13
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.17	0.15	0.05	0.05	0.04
K	0.91	0.85	0.90	0.91	0.86	0.88	0.92	0.93	0.90	0.91	0.91	0.77	0.75	0.89	0.87	0.74
Total	7.00	6.95	9.59	9.64	9.58	9.59	9.54	9.58	9.57	9.58	9.54	9.77	9.78	6.97	6.97	6.96
100Fe/(Fe+Mg)	53.53	55.38	57.14	58.33	60.00	68.00	52.17	56.00	50.00	56.00	56.00	61.54	69.23	46.84	56.67	69.53
Mrg	0.15	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.20	0.27
Pg	4.37	4.44	5.26	5.21	4.44	4.35	4.17	4.12	5.26	5.21	4.21	18.09	16.67	4.92	5.43	4.74
Cel	8.20	9.21	12.32	10.43	12.42	13.39	16.29	14.38	16.11	15.17	15.33	7.37	6.67	10.71	7.58	8.61
Ms	87.28	86.06	82.42	84.36	83.13	82.26	79.54	81.49	78.63	79.63	80.46	74.54	76.67	84.29	86.78	86.38

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₂																
Zona del granate																
	AA 2-9.61	AA 2-9.62	AA 2-9.63	AA 2-9.64	AA 2-9.65	AA 2-9.68	50501	50601	60601	60701	61401	61501	70501	70601	70701	71101
SiO ₂	44.45	44.58	45.64	45.23	44.72	45.42	45.07	46.07	44.74	45.63	46.23	45.84	47.39	46.41	47.48	46.94
TiO ₂	0.31	0.36	0.38	0.34	0.40	0.34	0.33	0.28	0.26	0.22	0.23	0.33	0.25	0.24	0.20	0.23
Al ₂ O ₃	34.31	35.41	33.97	33.64	35.99	34.13	35.78	35.30	35.65	35.33	34.13	35.38	37.15	36.56	36.90	35.98
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.05
FeO	1.43	1.58	1.46	1.53	1.05	1.80	1.08	1.30	1.21	1.45	1.82	1.22	0.54	0.69	0.58	0.62
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.07	0.06	0.05	0.00
MgO	0.79	0.53	0.80	0.95	0.62	0.86	0.35	0.55	0.54	0.51	0.54	0.47	0.40	0.39	0.34	0.47
CaO	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Na ₂ O	0.38	0.59	0.39	0.35	0.63	0.37	0.33	0.31	0.37	0.33	0.32	0.36	2.03	2.13	2.32	1.68
K ₂ O	10.30	10.03	10.29	10.08	9.72	10.02	8.84	8.80	8.95	8.87	8.55	8.87	6.86	7.16	7.10	8.01
Total	91.97	93.12	92.93	92.15	93.15	92.96	91.88	92.65	91.78	92.35	91.87	92.50	94.78	93.66	94.99	93.97
Cationes en base a 11 oxigenos																
Si	3.07	3.04	3.11	3.11	3.03	3.10	3.07	3.11	3.06	3.10	3.15	3.10	3.10	3.08	3.10	3.11
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
Al ^{tot}	2.79	2.84	2.73	2.73	2.88	2.74	2.87	2.81	2.87	2.83	2.74	2.82	2.86	2.86	2.84	2.81
Al(IV)	0.93	0.96	0.89	0.89	0.97	0.90	0.93	0.89	0.94	0.90	0.85	0.90	0.90	0.92	0.90	0.89
Al(VI)	1.86	1.88	1.84	1.84	1.91	1.84	1.94	1.92	1.93	1.93	1.89	1.92	1.96	1.94	1.94	1.92
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.08	0.09	0.08	0.09	0.06	0.10	0.06	0.07	0.07	0.08	0.10	0.07	0.03	0.04	0.03	0.03
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	0.05	0.08	0.10	0.06	0.09	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.05	0.08	0.05	0.05	0.08	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.05	0.26	0.27	0.29	0.22
K	0.91	0.87	0.89	0.88	0.84	0.87	0.77	0.76	0.78	0.77	0.74	0.77	0.57	0.61	0.59	0.68
Total	7.00	7.00	6.98	6.97	6.97	6.97	6.97	6.97	6.96	6.97	6.97	6.97	9.73	9.77	9.73	9.72
100Fe/(Fe+Mg)	50.48	62.40	50.77	47.34	48.90	53.97	60.00	53.85	58.33	61.54	66.67	58.33	42.86	50.00	50.00	37.50
Mrg	0.00	0.18	0.00	0.06	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pg	5.27	8.15	5.44	4.95	8.98	5.28	4.94	5.00	6.02	4.94	5.13	6.10	31.33	30.68	32.95	24.44
Cel	6.47	3.45	10.68	10.46	2.76	9.28	6.65	10.45	5.64	9.51	14.23	9.39	6.87	5.55	6.70	8.31
Ms	88.26	88.21	83.89	84.52	88.25	85.35	88.41	84.55	88.34	85.56	80.64	84.51	61.81	63.77	60.34	67.24

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)
Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S₂

	Zona del granate											Zona de la estauroilita (1)					
	71201	80401	81001	81201	81801	250301	251301c	251302r	260601	260701	261101	261501	90601r	90602	90603	90604r	
SiO ₂	47.13	45.60	45.99	45.92	44.13	46.21	45.44	46.53	46.35	46.51	46.23	46.01	45.88	46.05	46.30	45.63	
TiO ₂	0.26	0.33	0.27	0.30	0.22	0.27	0.25	0.28	0.29	0.29	0.27	0.27	0.40	0.44	0.45	0.44	
Al ₂ O ₃	36.30	34.90	35.55	34.83	34.56	37.54	36.45	37.88	38.35	38.15	38.65	38.49	35.93	35.88	35.99	36.13	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.01	0.02	0.04	0.04	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.01	0.02	0.01	0.00	0.01	
FeO	1.00	2.21	0.98	1.39	1.40	2.02	2.23	1.78	1.47	1.10	1.30	1.20	0.88	1.01	1.03	1.28	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.04	0.03	0.05	
NiO	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	
MgO	0.39	0.60	0.42	0.60	0.62	0.52	0.65	0.48	0.42	0.41	0.41	0.34	0.51	0.64	0.61	0.43	
CaO	0.00	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	
Na ₂ O	1.50	0.26	0.29	0.26	0.28	2.14	1.81	2.12	1.46	1.38	1.49	1.57	1.52	1.48	1.70	1.61	
K ₂ O	8.03	8.85	8.58	9.05	8.55	7.86	8.07	7.87	9.05	9.12	9.13	9.00	8.66	8.66	8.63	8.48	
Total	94.63	92.78	92.10	92.47	89.86	96.65	95.00	97.05	97.47	97.08	97.57	96.94	93.80	94.26	94.74	94.10	
Cationes en base a 11 oxígenos																	
Si	3.11	3.09	3.11	3.12	3.08	3.01	3.02	3.01	3.00	3.01	2.99	2.99	3.07	3.07	3.07	3.05	
Ti	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	
Al _{tot}	2.82	2.79	2.84	2.79	2.84	2.88	2.85	2.89	2.92	2.91	2.94	2.94	2.83	2.82	2.81	2.85	
Al(IV)	0.89	0.91	0.89	0.88	0.92	0.99	0.98	0.99	1.00	0.99	1.01	1.01	0.93	0.93	0.93	0.95	
Al(VI)	1.93	1.88	1.95	1.91	1.92	1.89	1.87	1.90	1.92	1.92	1.93	1.93	1.90	1.89	1.88	1.90	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.06	0.13	0.06	0.08	0.08	0.11	0.12	0.10	0.08	0.06	0.07	0.07	0.05	0.06	0.06	0.07	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.05	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.06	0.04	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.19	0.03	0.04	0.03	0.04	0.27	0.23	0.27	0.18	0.17	0.19	0.20	0.20	0.19	0.22	0.21	
K	0.68	0.77	0.74	0.78	0.76	0.65	0.68	0.65	0.75	0.75	0.75	0.75	0.74	0.74	0.73	0.72	
Total	9.73	9.68	9.68	9.67	9.71	6.98	6.97	6.98	6.98	6.95	6.99	6.99	9.79	9.78	9.78	9.81	
100Fe/(Fe+Mg)	60.00	68.42	60.00	57.14	57.14	68.75	66.67	66.67	66.67	60.00	63.64	70.00	50.00	50.00	50.00	63.64	
Mrg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Pg	21.84	3.75	5.13	3.70	5.00	29.35	25.27	29.35	19.35	18.48	19.41	20.26	21.28	20.43	23.16	22.58	
Cel	8.60	8.66	10.44	11.56	7.60	0.71	1.49	0.71	0.00	0.82	0.00	0.00	5.51	5.57	5.38	3.87	
Ms	69.56	87.59	84.44	84.74	87.40	69.95	73.23	69.95	80.65	80.71	80.59	79.74	73.21	74.00	71.46	73.55	

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S₂

Zona de la estaurolita (1)																
	91301	91501	100301	100601	100901	110501	110502	110701	110801	111201	120201	120801	121301	130501	130601	131601
SiO ₂	46.02	44.29	48.48	46.34	45.43	46.12	46.52	46.19	45.91	46.37	45.02	46.08	46.54	44.97	45.10	44.90
TiO ₂	0.34	0.31	0.44	0.58	0.51	0.08	0.21	0.31	0.23	0.15	0.07	0.21	0.34	0.32	0.43	0.51
Al ₂ O ₃	36.03	35.10	35.26	34.79	34.82	36.47	36.86	36.74	36.90	36.75	35.66	36.37	34.59	37.41	37.03	36.31
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.06
FeO	0.73	0.83	0.81	1.02	0.73	0.71	0.62	0.85	0.83	0.60	3.06	1.13	1.17	0.55	0.56	1.19
MnO	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.04
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.06	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04
MgO	0.47	0.60	0.52	0.58	0.48	0.23	0.26	0.35	0.27	0.27	0.29	0.30	0.30	0.47	0.50	0.75
CaO	0.03	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03
Na ₂ O	0.12	0.12	0.96	0.96	0.94	2.20	2.02	1.71	1.99	2.07	1.68	1.53	1.56	1.97	1.68	1.37
K ₂ O	8.49	8.43	9.19	9.43	9.62	7.34	7.45	7.43	7.77	7.53	7.25	7.84	7.77	8.38	8.90	8.72
Total	92.24	89.74	95.74	93.69	92.54	93.14	94.01	93.64	94.01	93.85	93.11	93.50	92.33	94.11	94.29	93.91
Cationes en base a 11 oxigenos																
Si	3.10	3.08	3.17	3.11	3.09	3.08	3.08	3.07	3.05	3.08	3.05	3.08	3.15	3.00	3.01	3.01
Ti	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03
Altot	2.86	2.88	2.72	2.76	2.79	2.87	2.88	2.88	2.89	2.88	2.85	2.86	2.76	2.94	2.91	2.87
Al(IV)	0.90	0.92	0.83	0.89	0.91	0.92	0.92	0.93	0.95	0.92	0.95	0.92	0.85	1.00	0.99	0.99
Al(VI)	1.96	1.96	1.89	1.87	1.88	1.95	1.96	1.95	1.94	1.96	1.90	1.94	1.91	1.94	1.92	1.88
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.03	0.05	0.05	0.03	0.17	0.06	0.07	0.03	0.03	0.07
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.07
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.02	0.12	0.12	0.12	0.29	0.26	0.22	0.26	0.27	0.22	0.20	0.20	0.25	0.22	0.18
K	0.73	0.75	0.77	0.81	0.84	0.63	0.63	0.63	0.66	0.64	0.63	0.67	0.67	0.71	0.76	0.75
Total	9.68	9.74	9.61	9.71	9.75	9.80	9.80	9.79	9.84	9.82	9.80	9.77	9.66	9.94	9.91	9.85
100Fe/(Fe+Mg)	44.44	45.45	44.44	50.00	44.44	66.67	50.00	55.56	62.50	50.00	85.00	66.67	70.00	37.50	37.50	50.00
Mrg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pg	2.67	2.60	13.48	12.90	12.50	31.52	29.21	25.86	28.26	29.67	25.88	22.99	22.99	26.04	22.45	19.35
Cel	9.73	7.79	14.71	9.58	7.87	5.48	5.66	5.19	3.59	5.63	3.71	6.16	11.55	0.00	0.78	0.81
Ms	87.60	89.61	71.81	77.52	79.63	63.00	65.12	68.93	68.15	64.70	70.41	70.85	65.46	73.96	76.78	79.84

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (continuación)

Zona estauroilita (f)		Zona de la sillimanita (1)															
Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₂		140201	140901	150301	150501	152401	152501	152701	152901	153201	153301	153601	160401	160701	170801	170901	171301
SiO ₂	48.46	48.00	45.25	46.14	46.49	45.24	44.84	45.79	45.74	45.27	46.35	46.41	46.59	46.50	46.63	45.24	
TiO ₂	0.48	0.46	0.66	0.60	0.59	0.62	0.49	0.65	0.63	0.56	0.56	0.65	0.68	0.71	0.54	0.64	
Al ₂ O ₃	35.94	35.51	36.15	36.07	34.20	35.67	36.40	35.30	35.45	35.40	35.06	34.56	34.88	35.07	35.77	35.54	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.06	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.02	0.00	0.05	
FeO	0.53	0.49	0.71	0.62	0.87	0.73	0.63	0.66	0.83	0.72	1.08	0.80	1.13	1.05	0.69	1.09	
MnO	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
NiO	0.01	0.00	0.06	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.05	0.00	
MgO	0.53	0.49	0.58	0.54	0.75	0.42	0.41	0.50	0.63	0.55	0.68	0.85	0.72	0.83	0.54	0.62	
CaO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	
Na ₂ O	2.06	2.05	1.25	1.28	0.11	0.09	1.38	1.27	1.35	1.29	1.16	1.49	1.21	1.29	1.17	1.22	
K ₂ O	7.80	7.84	9.19	9.29	9.31	9.02	9.23	9.33	9.45	9.37	8.99	9.04	9.39	9.16	9.35	9.48	
Total	95.92	94.89	93.88	94.62	92.37	91.83	93.45	93.51	94.12	93.21	93.91	93.82	94.62	94.65	94.76	93.88	
Cationes en base a 11 oxígenos																	
Si	3.14	3.15	3.03	3.07	3.15	3.08	3.02	3.08	3.07	3.06	3.10	3.11	3.10	3.09	3.09	3.05	
Ti	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	
Al _{tot}	2.75	2.75	2.86	2.83	2.73	2.86	2.89	2.80	2.80	2.82	2.77	2.73	2.74	2.75	2.80	2.82	
Al(IV)	0.86	0.85	0.97	0.93	0.85	0.92	0.98	0.92	0.93	0.94	0.90	0.89	0.90	0.91	0.91	0.95	
Al(VI)	1.89	1.90	1.89	1.90	1.88	1.94	1.91	1.88	1.87	1.88	1.87	1.84	1.84	1.84	1.89	1.87	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.04	0.03	0.05	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04	0.06	0.06	0.04	0.06	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.05	0.05	0.06	0.05	0.08	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.08	0.05	0.06	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.26	0.26	0.16	0.17	0.01	0.01	0.18	0.17	0.18	0.17	0.15	0.19	0.16	0.17	0.15	0.16	
K	0.65	0.66	0.79	0.79	0.81	0.78	0.79	0.80	0.81	0.81	0.77	0.77	0.80	0.78	0.79	0.81	
Total	9.65	9.67	9.83	9.80	9.59	9.70	9.87	9.77	9.80	9.81	9.72	9.68	9.70	9.72	9.75	9.81	
100Fe/(Fe+Mg)	37.50	37.50	40.00	37.50	38.46	50.00	50.00	44.44	45.45	40.00	46.15	33.33	46.15	42.86	44.44	50.00	
Mrg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Pg	28.57	28.26	16.84	17.71	1.22	1.27	18.56	17.53	18.18	17.35	16.30	19.79	16.67	17.89	15.96	16.49	
Cel	10.00	10.76	2.49	5.76	14.82	7.90	1.63	6.60	5.73	4.96	8.37	8.82	8.33	7.39	7.56	4.18	
Ms	61.43	60.98	80.66	76.53	83.96	90.84	79.81	75.88	76.09	77.69	75.33	71.39	75.00	74.72	76.48	79.33	

TABLA 1: Análisis químicos de micas blancas (cont.)

Tipo textural: Lepidoblastos en la fábrica S ₂											
	Zona de la sillimanita (1)										Post-S ₂ Z. Sil+Kfs
	171601	181001	181101	181201	190501	190601	191001	191101	191801	211601	
SiO ₂	45.90	45.46	45.50	46.12	45.63	45.80	44.44	44.28	44.92	43.09	
TiO ₂	0.65	0.71	0.47	0.57	0.52	0.74	0.21	0.65	0.86	0.17	
Al ₂ O ₃	35.43	34.32	35.14	34.81	36.90	35.76	38.97	37.72	36.09	36.90	
Cr ₂ O ₃	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	
FeO	0.88	1.77	1.86	1.89	1.27	1.26	0.90	0.94	1.32	1.30	
MnO	0.00	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	
NiO	0.00	0.13	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.70	0.70	0.71	0.69	0.30	0.49	0.20	0.14	0.44	0.30	
CaO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.01	0.00	
Na ₂ O	1.26	0.93	0.83	0.85	1.06	1.05	1.02	1.13	1.12	0.47	
K ₂ O	9.28	9.21	9.11	9.12	9.04	9.04	8.68	8.56	8.73	9.75	
Total	94.20	93.25	93.67	94.10	94.76	94.21	94.42	93.50	93.54	91.96	
Cationes en base a 11 oxígenos											
Si	3.07	3.08	3.07	3.09	3.03	3.06	2.95	2.97	3.02	2.96	
Ti	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.03	0.04	0.01	
Al _{tot}	2.79	2.75	2.79	2.75	2.89	2.82	3.05	2.98	2.86	2.99	
Al(IV)	0.93	0.92	0.93	0.91	0.97	0.94	1.05	1.03	0.98	1.04	
Al(VI)	1.86	1.83	1.86	1.84	1.92	1.88	2.00	1.95	1.88	1.95	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.05	0.10	0.10	0.11	0.07	0.07	0.05	0.05	0.07	0.07	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.07	0.07	0.07	0.07	0.03	0.05	0.02	0.01	0.04	0.03	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Na	0.16	0.12	0.11	0.11	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.06	
K	0.79	0.80	0.78	0.78	0.77	0.77	0.74	0.73	0.75	0.86	
Total	9.75	9.72	9.73	9.69	9.85	9.77	10.00	9.90	9.79	9.97	
100Fe/(Fe+Mg)	41.67	58.82	58.82	61.11	70.00	58.33	71.43	83.33	63.64	70.00	
Mrg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Pg	16.84	13.04	12.36	12.36	15.38	15.38	14.94	17.05	16.67	6.52	
Cel	5.82	6.96	6.13	7.89	2.54	5.08	0.00	0.00	1.67	0.00	
Ms	77.34	80.00	81.51	79.75	82.08	79.54	85.06	82.95	81.67	93.48	

TABLA 2: Análisis químicos de cloritas

Tipo químico		Clorita tipo A														Clorita tipo B						
		Zona de la biotita						Zona del granate														
		2b	30102	30103r	30601	2a	2b	30801	50201	50301	3	2a	50401	60501c	60502r	70901	2a	250201	2a	251401	2a	251501
Tipo textural	30101c	30102	30103r	30601	2a	2b	30801	50201	50301	3	2a	50401	60501c	60502r	70901	2a	250201	2a	251401	2a	251501	
	SiO ₂	23.95	23.54	23.52	23.10	23.81	23.59	23.83	23.73	23.77	22.96	24.33	24.21	24.81	25.42							
	TiO ₂	0.10	0.06	0.06	0.11	0.12	0.09	0.09	0.02	0.13	0.10	0.11	0.07	0.09	0.10							
	Al ₂ O ₃	23.22	23.78	23.69	22.73	22.79	23.07	22.27	21.99	22.79	22.58	23.67	24.78	24.89	24.99							
	Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.06	0.02	0.00	0.03	0.00	0.04	0.04							
	FeO	29.65	27.63	30.12	28.50	29.12	28.88	27.62	29.80	29.23	28.63	27.32	26.43	25.39	25.46							
	MnO	0.19	0.25	0.23	0.27	0.26	0.01	0.03	0.04	0.09	0.01	0.13	0.09	0.12	0.16							
	NiO	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00							
	MgO	10.35	10.07	9.86	10.04	9.70	9.47	9.52	9.35	9.49	9.18	11.21	12.83	12.71	12.68							
	CaO	0.00	0.04	0.00	0.05	0.01	0.05	0.00	0.02	0.02	0.01	0.02	0.00	0.04	0.02							
	Na ₂ O	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01							
	K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.05							
	Total	87.47	85.44	87.53	84.89	85.82	85.24	83.42	85.07	85.60	83.53	86.82	88.46	88.17	88.93							
		Cationes en base a 14 oxígenos																				
	Si	2.59	2.58	2.55	2.57	2.62	2.61	2.68	2.65	2.62	2.60	2.61	2.53	2.59	2.62							
	Ti	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01							
	Al tot	2.96	3.07	3.03	2.98	2.96	3.01	2.95	2.89	2.97	3.01	3.00	3.06	3.06	3.04							
	Al IV	1.41	1.42	1.45	1.43	1.38	1.39	1.32	1.35	1.38	1.40	1.39	1.47	1.41	1.38							
	Al VI	1.55	1.65	1.58	1.55	1.58	1.62	1.63	1.54	1.59	1.61	1.61	1.59	1.65	1.66							
	Cr 2+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
	Fe	2.68	2.53	2.73	2.65	2.68	2.67	2.60	2.78	2.70	2.71	2.45	2.31	2.21	2.20							
	Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01							
	Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
	Mg	1.67	1.65	1.59	1.67	1.59	1.56	1.60	1.56	1.56	1.55	1.79	2.00	1.97	1.95							
	Ca	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
	Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
	K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01							
	total	9.93	9.86	9.92	9.92	9.88	9.87	9.84	9.89	9.87	9.88	9.87	10.44	10.31	10.25							
	100Fe/(Fe+Mg)	61.61	60.53	63.19	61.34	62.76	63.12	61.90	64.06	63.38	63.62	57.78	53.60	52.87	53.01							

TABLA 2: Análisis químicos de cloritas

Tipo químico	Clorita tipo B														Clorita tipo C			
	Zona del granate								Zona de la estauroilita (1)						Zona de la sillimanita (1)			
	3	3	3	2a	3	2a	2a	2a	2a	2a	2b	3	4	4	4			
Tipo textural	260801	261001c	261002r	71001	80701	80801	81301	81701	110601	110901	120301	190301	191201	192101				
SiO ₂	23.81	24.23	23.56	23.77	23.75	24.12	23.18	23.83	23.65	23.91	22.11	21.97	21.73	23.80				
TiO ₂	0.12	0.10	0.12	0.09	0.09	0.09	0.13	0.06	0.10	0.07	0.09	0.06	0.05	0.12				
Al ₂ O ₃	24.53	24.24	24.33	24.08	23.52	22.78	23.49	22.97	23.40	23.49	22.92	25.68	23.09	22.86				
Cr ₂ O ₃	0.06	0.05	0.01	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00				
FeO	29.87	29.65	28.40	26.32	27.97	27.84	27.27	26.44	29.00	28.73	28.76	36.55	38.87	34.32				
MnO	0.00	0.00	0.04	0.14	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.07	0.09	0.08	0.05	0.02				
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.06	0.01	0.02	0.03	0.03	0.08	0.04				
MgO	10.27	10.38	10.34	10.99	10.88	11.31	10.58	10.12	11.19	11.05	10.41	3.91	3.15	7.17				
CaO	0.03	0.06	0.12	0.01	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01				
Na ₂ O	0.05	0.02	0.15	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.04	0.00				
K ₂ O	0.04	0.00	0.03	0.06	0.00	0.01	0.01	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Total	88.78	88.74	87.10	85.48	86.26	86.24	84.74	83.63	87.39	87.37	84.41	88.33	87.11	88.33				
						Cationes en base a 14 oxígenos												
Si	2.53	2.57	2.54	2.58	2.58	2.62	2.56	2.65	2.55	2.57	2.49	2.44	2.50	2.61				
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01				
Al tot	3.07	3.03	3.09	3.08	3.01	2.92	3.06	3.01	2.98	2.98	3.04	3.36	3.13	2.96				
Al IV	1.47	1.43	1.46	1.42	1.42	1.38	1.44	1.35	1.45	1.43	1.51	1.56	1.50	1.39				
Al VI	1.60	1.60	1.63	1.66	1.59	1.54	1.62	1.66	1.53	1.55	1.53	1.80	1.63	1.57				
Cr ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Fe	2.66	2.63	2.56	2.39	2.54	2.53	2.52	2.46	2.62	2.59	2.70	3.40	3.74	3.15				
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00				
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00				
Mg	1.63	1.64	1.66	1.78	1.76	1.83	1.74	1.68	1.80	1.77	1.74	0.65	0.54	1.17				
Ca	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
Na	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00				
K	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00				
total	10.45	10.34	10.44	9.86	9.90	9.91	9.90	9.83	9.96	9.93	9.99	9.87	9.93	9.90				
100Fe/(Fe+Mg)	62.00	61.59	60.66	57.31	59.07	58.03	59.15	59.42	59.28	59.40	60.81	83.95	87.38	72.92				

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas

Tipo textural	Zona de la biotita															2b							
	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	2a	30202	30203c	30204	30205r	30701r	30702	2b	
10401	10501	10801	20101	20501	20801	21001	21201	21501	30201r	30202	30203c	30204	30205r	30701r	30702	30703							
SiO ₂	35.93	35.31	34.37	35.16	35.37	35.12	35.37	35.11	35.32	35.13	35.77	36.12	35.75	35.75	35.31	35.76							
TiO ₂	3.26	3.36	3.18	2.93	2.96	3.02	3.24	3.14	3.22	2.42	1.87	1.83	2.06	2.59	2.26	1.73							
Al ₂ O ₃	18.10	17.88	18.05	17.74	18.59	18.25	18.76	18.16	17.79	19.95	20.64	20.56	21.12	20.33	20.00	20.20							
Cr ₂ O ₃	0.05	0.04	0.05	0.05	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00	0.06							
FeO	23.93	23.67	24.76	24.93	23.75	23.61	23.94	23.89	22.36	21.63	20.13	21.50	19.57	21.75	21.02	21.41							
MnO	0.14	0.15	0.19	0.13	0.23	0.16	0.14	0.20	0.14	0.09	0.12	0.11	0.10	0.09	0.16	0.06							
NiO	0.00	0.05	0.00	0.02	0.11	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06							
MgO	5.52	5.04	5.35	6.52	6.07	6.16	6.05	6.32	6.41	6.48	6.83	6.65	6.29	6.43	6.63	7.01							
CaO	0.03	0.01	0.05	0.00	0.04	0.04	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.05	0.04	0.08	0.02							
Na ₂ O	0.09	0.05	0.05	0.13	0.07	0.10	0.07	0.11	0.12	0.10	0.17	0.13	0.11	0.21	0.18	0.10							
K ₂ O	9.38	8.92	8.11	9.24	8.96	8.92	8.93	8.86	8.89	7.47	7.61	7.34	7.75	7.81	7.83	7.72							
Total	96.42	94.48	94.16	96.85	96.17	95.42	96.56	95.81	94.27	93.33	93.23	92.97	92.84	95.02	93.47	94.14							
Cationes en base a 11 oxigenos																							
Si	2.76	2.76	2.71	2.71	2.72	2.72	2.71	2.71	2.75	2.72	2.75	2.71	2.75	2.72	2.73	2.74							
Ti	0.19	0.20	0.19	0.17	0.17	0.18	0.19	0.18	0.19	0.14	0.11	0.11	0.12	0.15	0.13	0.10							
Al (IV)	1.24	1.65	1.68	1.61	1.68	1.67	1.69	1.65	1.63	1.82	1.87	1.88	1.92	1.82	1.82	1.83							
Al (VI)	0.40	1.24	1.29	1.29	1.28	1.28	1.29	1.29	1.25	1.28	1.25	1.29	1.25	1.28	1.27	1.26							
Cr	0.00	0.41	0.39	0.32	0.40	0.39	0.40	0.36	0.38	0.54	0.62	0.59	0.67	0.54	0.55	0.57							
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00							
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00							
Fe ²⁺ (calc)	1.53	1.55	1.62	1.60	1.53	1.52	1.52	1.54	1.46	1.40	1.29	1.38	1.26	1.39	1.36	1.37							
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00							
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00							
Mg	0.63	0.59	0.63	0.75	0.69	0.71	0.69	0.73	0.74	0.75	0.78	0.77	0.72	0.73	0.76	0.80							
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00							
Na	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.03	0.01							
K	0.92	0.89	0.82	0.91	0.88	0.88	0.87	0.87	0.88	0.74	0.75	0.73	0.76	0.76	0.77	0.76							
Total	7.69	7.66	7.68	7.79	7.71	7.72	7.70	7.71	7.68	7.60	7.59	7.63	7.56	7.61	7.62	7.61							
100Fe/(Fe+Mg)	70.97	72.43	72.12	68.22	68.92	68.30	68.92	67.84	66.36	65.12	62.32	64.52	63.64	65.57	64.15	63.13							
Talco	7.06	9.95	16.86	7.07	10.96	10.06	12.04	10.75	9.86	23.95	21.97	25.12	22.00	20.97	18.87	22.89							
Ti-Biotita	18.99	20.04	18.77	16.87	17.03	17.99	18.96	18.01	19.10	14.05	11.02	10.96	12.00	15.03	13.00	10.07							
Ferri-Biotita	0.17	0.00	0.17	0.31	0.00	0.17	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.54	0.00	0.00	0.00	0.00							
Moscovita	4.58	3.51	0.00	0.00	0.50	0.58	0.00	0.00	1.51	1.00	7.51	2.76	11.70	2.50	5.00	4.03							
East-Sider	30.81	34.07	38.53	31.75	39.08	37.81	39.91	36.01	35.19	52.18	47.08	53.28	40.19	49.09	45.01	49.34							
Phl-Ann	38.39	32.43	25.67	44.00	32.43	33.40	28.92	35.24	34.34	8.82	12.41	7.33	18.55	12.41	18.12	13.67							

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de la biotita										Zona del granate														
	2b					2a					2a					2b					3				
	30704c	30705	30706	30707r		50801	50901	60201	60301	60401	61201	70301r	70302	70303	70304	70305c	70401r	70402	70403c						
Zona de la biotita	SiO ₂	35.71	34.47	36.12	35.66	30.27	29.53	27.86	31.40	30.71	33.39	36.88	36.33	37.88	36.88	36.82	37.33	36.34	37.17						
	TiO ₂	1.59	1.63	1.71	1.68	1.28	1.29	1.10	1.41	1.42	1.54	1.60	1.60	1.86	1.78	1.55	1.49	1.49	1.51						
	Al ₂ O ₃	19.97	19.61	20.10	20.17	22.05	22.41	21.09	20.33	20.55	19.59	20.76	20.69	20.80	20.43	19.93	20.60	20.17	20.37						
	Cr ₂ O ₃	0.01	0.06	0.00	0.08	0.05	0.00	0.07	0.04	0.07	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.02	0.03	0.05	0.00						
	FeO	22.36	22.78	21.50	22.24	23.57	24.58	26.89	25.22	24.25	23.26	17.27	18.05	17.52	18.14	19.60	18.65	19.36	18.48						
	MnO	0.07	0.11	0.04	0.19	0.00	0.01	0.08	0.02	0.00	0.02	0.11	0.00	0.04	0.07	0.00	0.07	0.07	0.04						
	NiO	0.05	0.01	0.04	0.00	0.10	0.08	0.11	0.06	0.03	0.08	0.04	0.04	0.02	0.04	0.05	0.00	0.01	0.04						
	MgO	7.17	7.06	7.12	6.64	6.53	7.14	8.27	6.45	6.49	6.58	6.68	6.76	6.73	6.80	6.91	6.90	6.86	7.03						
	CaO	0.03	0.02	0.02	0.00	0.16	0.21	0.10	0.05	0.17	0.01	0.15	0.10	0.11	0.13	0.09	0.09	0.11	0.20						
	Na ₂ O	0.10	0.13	0.16	0.18	0.01	0.05	0.03	0.03	0.00	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.13	0.10	0.11	0.12						
	K ₂ O	7.46	6.66	7.82	7.58	1.58	1.21	1.84	4.66	3.40	6.68	6.90	7.00	7.21	7.04	7.22	7.11	7.13	6.73						
	Total	94.51	92.54	94.62	94.42	85.61	86.51	87.42	89.66	87.08	91.21	90.42	90.61	92.24	91.37	92.31	92.38	91.71	91.69						
	Zona del granate	Si	2.74	2.70	2.76	2.74	2.52	2.44	2.34	2.56	2.55	2.67	2.86	2.82	2.88	2.84	2.84	2.85	2.82	2.85					
		Ti	0.09	0.10	0.10	0.10	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09					
		Al (IV)	1.26	1.30	1.24	1.26	1.48	1.56	1.66	1.44	1.45	1.33	1.14	1.18	1.12	1.16	1.16	1.15	1.18	1.15					
Al (VI)		0.54	0.51	0.57	0.57	0.68	0.63	0.43	0.52	0.56	0.52	0.76	0.72	0.74	0.70	0.65	0.70	0.66	0.69						
Cr		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Fe ³⁺ (IV)		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Fe ³⁺ (VI)		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Fe ²⁺ (calc)		1.43	1.49	1.36	1.42	1.64	1.69	1.88	1.72	1.69	1.56	1.11	1.17	1.10	1.17	1.26	1.19	1.26	1.19						
Mn		0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Ni		0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Mg		0.82	0.83	0.81	0.76	0.81	0.88	1.03	0.78	0.80	0.78	0.77	0.78	0.76	0.78	0.79	0.79	0.79	0.80						
Ca		0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02						
Na		0.02	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02						
K		0.73	0.67	0.76	0.74	0.17	0.13	0.20	0.49	0.36	0.68	0.68	0.69	0.70	0.69	0.71	0.69	0.70	0.66						
Total		7.63	7.63	7.63	7.64	7.40	7.46	7.65	7.61	7.61	7.52	7.65	7.45	7.47	7.44	7.46	7.53	7.49	7.53	7.47					
100Fe/(Fe+Mg)	63.56	64.22	62.84	65.30	66.94	65.89	64.73	68.80	67.87	66.67	66.67	59.26	60.00	59.36	60.00	61.46	60.10	61.46	59.80						
Zona de la biotita	Talco	24.93	30.47	22.05	23.08	51.88	54.14	61.18	44.98	48.74	30.37	29.93	28.83	27.94	28.83	25.92	27.91	26.91	29.77						
	Ti-Biotita	9.05	9.87	9.99	9.98	5.07	5.15	5.42	8.12	7.10	8.85	8.96	9.03	10.95	10.03	8.97	8.97	8.97	8.97						
	Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.18	0.36	0.00	0.13	0.14	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
	Moscovita	1.51	0.00	5.58	4.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	16.53	13.04	17.53	13.04	11.96	13.95	10.96	12.96						
	East-Sider	51.26	50.33	45.78	48.54	43.06	40.57	33.27	46.90	44.16	51.15	42.60	46.16	38.62	44.15	40.87	41.86	43.86	42.86						
Phi-Ann	13.25	9.33	16.42	13.87	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.63	1.76	2.94	4.75	3.94	12.28	7.30	9.29	5.44						

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	3																		
	70801r	70802	70803	70804	70805	70806	70807	70808	70809	70810r	80501	2b	2b	81401r	81402c	81501	3		
SiO ₂	35.23	37.09	36.89	37.51	36.95	35.16	36.57	36.93	36.20	36.79	33.39	35.24	35.24	35.38	34.75	35.16	35.79	35.55	35.58
TiO ₂	1.88	1.45	1.49	1.58	1.44	1.64	1.48	1.39	1.54	1.47	1.10	1.75	1.75	1.42	1.56	1.69	1.54	1.47	1.56
Al ₂ O ₃	20.24	20.51	20.25	20.62	20.50	21.40	21.22	21.74	21.82	21.43	24.45	20.57	20.57	21.14	20.11	19.76	19.26	19.75	18.99
Cr ₂ O ₃	0.05	0.01	0.01	0.00	0.06	0.06	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.10	0.10	0.06	0.06	0.10	0.06	0.09	0.10
FeO	19.48	18.77	17.15	17.61	17.25	16.99	18.21	17.42	18.26	18.10	18.16	18.87	18.87	16.57	17.57	17.85	17.78	19.23	19.41
MnO	0.06	0.05	0.00	0.04	0.02	0.04	0.09	0.06	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.05	0.10
NiO	0.09	0.07	0.09	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06	0.08	0.02	0.00	0.07	0.07	0.07	0.02	0.04	0.12	0.03	0.04
MgO	6.75	7.15	7.30	7.68	7.60	7.27	7.32	7.04	7.04	7.06	5.65	6.61	6.61	6.29	6.57	7.08	6.89	6.95	7.02
CaO	0.16	0.18	0.18	0.16	0.17	0.33	0.25	0.31	0.37	0.27	0.25	0.14	0.14	0.27	0.28	0.10	0.14	0.18	0.09
Na ₂ O	0.09	0.15	0.17	0.16	0.13	0.04	0.08	0.12	0.09	0.11	0.03	0.04	0.04	0.03	0.00	0.04	0.00	0.05	0.03
K ₂ O	6.26	6.83	6.81	6.78	7.08	4.98	6.07	5.16	5.16	6.17	7.01	7.03	7.03	5.91	6.55	8.69	7.49	7.17	7.68
Total	90.28	92.25	90.33	92.17	91.22	87.91	91.30	90.28	90.58	91.45	90.05	90.42	90.42	87.14	87.46	90.52	89.13	90.51	90.59
Cationes en base a 11 oxígenos																			
Si	2.77	2.84	2.86	2.85	2.84	2.78	2.81	2.83	2.79	2.82	2.62	2.77	2.77	2.83	2.80	2.78	2.85	2.80	2.81
Ti	0.11	0.08	0.09	0.09	0.08	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.07	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09
Al (IV)	1.23	1.16	1.14	1.15	1.16	1.22	1.19	1.17	1.21	1.18	1.38	1.23	1.23	1.17	1.20	1.22	1.15	1.20	1.19
Al (VI)	0.65	0.69	0.71	0.70	0.70	0.77	0.73	0.80	0.77	0.75	0.88	0.68	0.68	0.82	0.71	0.62	0.66	0.63	0.58
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.28	1.20	1.11	1.12	1.11	1.12	1.15	1.12	1.17	1.16	1.19	1.24	1.24	1.10	1.18	1.18	1.18	1.25	1.28
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.79	0.82	0.84	0.87	0.87	0.85	0.84	0.81	0.81	0.80	0.66	0.77	0.77	0.75	0.79	0.83	0.82	0.82	0.83
Ca	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01
Na	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
K	0.63	0.67	0.67	0.66	0.69	0.50	0.59	0.51	0.51	0.60	0.70	0.70	0.70	0.60	0.67	0.88	0.76	0.72	0.77
Total	7.49	7.49	7.46	7.47	7.48	7.38	7.46	7.37	7.40	7.43	7.52	7.52	7.52	7.39	7.46	7.64	7.53	7.57	7.58
100Fe/(Fe+Mg)	61.84	59.41	56.92	56.28	56.06	56.85	58.21	58.03	59.30	59.18	64.32	61.69	61.69	59.68	59.90	58.71	59.00	60.77	60.66
Talco	32.63	29.87	29.87	30.88	27.81	36.22	34.26	36.36	36.30	33.36	25.14	27.89	27.89	33.20	30.70	9.97	22.90	24.95	21.84
Ti-Biotita	10.29	8.00	9.00	8.99	8.04	7.87	8.06	6.61	7.24	7.46	6.31	9.98	9.98	7.85	9.03	9.97	8.99	8.91	9.02
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.75	0.00	0.35	0.00	0.00	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.00	0.57	0.00
Moscovita	3.74	12.00	14.00	12.48	13.57	4.72	8.43	9.09	5.80	10.72	10.82	9.48	9.48	12.74	11.04	15.95	14.48	10.68	9.52
East-Sider	53.34	45.00	43.00	44.93	43.22	51.18	48.49	47.93	50.31	48.46	57.73	49.92	49.92	46.03	49.16	30.91	36.94	42.01	40.07
Phl-Ann	0.00	5.13	4.13	2.73	7.36	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.73	2.73	0.00	0.07	33.20	16.69	12.87	19.55

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona del granate												
	2b						2a						
	250401r	250402	250403c	250404r	251601r	251602	251603	251604	251605r	260401	260501	261301	261601
SiO ₂	35.41	35.90	37.10	36.25	33.88	35.07	37.33	36.42	34.68	36.92	35.37	35.14	35.29
TiO ₂	1.58	1.63	1.63	1.24	2.00	1.59	1.53	1.48	1.62	1.43	1.41	1.44	1.56
Al ₂ O ₃	20.52	20.98	21.44	20.35	19.73	19.47	21.66	20.98	20.21	20.63	20.93	20.16	21.06
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.04	0.03
FeO	18.97	18.65	17.43	17.22	19.87	21.90	17.41	18.61	21.84	19.84	21.89	22.60	22.58
MnO	0.04	0.09	0.06	0.07	0.00	0.12	0.06	0.06	0.03	0.00	0.01	0.00	0.09
NiO	0.07	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00	0.05	0.04	0.06	0.00	0.03	0.05	0.00
MgO	8.01	8.28	8.46	8.20	7.63	7.71	8.51	8.41	8.28	6.97	6.82	6.97	6.91
CaO	0.13	0.06	0.05	0.05	0.03	0.07	0.06	0.06	0.01	0.02	0.02	0.05	0.00
Na ₂ O	0.13	0.25	0.10	0.06	0.34	0.22	0.10	0.28	0.41	0.07	0.26	0.28	0.31
K ₂ O	8.19	8.40	7.90	9.02	8.46	7.78	8.55	8.48	8.73	8.76	8.13	8.52	8.40
Total	93.05	94.29	94.20	92.52	91.97	93.95	95.26	94.82	95.87	94.68	94.92	95.25	96.23
Cationes en base a 11 oxigenos													
Si	2.72	2.72	2.78	2.79	2.66	2.71	2.77	2.74	2.64	2.80	2.70	2.70	2.67
Ti	0.09	0.09	0.09	0.07	0.12	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09
Al (IV)	1.28	1.28	1.22	1.21	1.34	1.29	1.23	1.26	1.36	1.20	1.30	1.30	1.33
Al (VI)	0.58	0.59	0.67	0.63	0.49	0.48	0.67	0.60	0.45	0.64	0.58	0.52	0.55
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.22	1.18	1.09	1.11	1.32	1.41	1.07	1.18	1.40	1.26	1.40	1.45	1.43
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.92	0.94	0.94	0.94	0.89	0.89	0.94	0.94	0.94	0.79	0.78	0.80	0.78
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.02	0.04	0.01	0.01	0.05	0.03	0.01	0.04	0.06	0.01	0.04	0.04	0.05
K	0.80	0.81	0.75	0.89	0.85	0.77	0.81	0.81	0.85	0.85	0.79	0.83	0.81
Total	7.64	7.66	7.55	7.65	7.71	7.69	7.61	7.64	7.78	7.63	7.67	7.72	7.72
100Fe/(Fe+Mg)	57.01	55.66	53.69	54.15	59.55	61.30	53.47	55.45	59.66	61.46	64.22	64.44	64.71
Talco	16.72	14.84	23.92	9.81	9.57	18.77	17.04	14.72	8.61	14.00	16.82	12.79	13.92
Ti-Biotita	9.06	9.06	9.05	7.05	12.19	9.05	8.95	8.10	9.12	8.00	8.07	8.07	9.03

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																
	2b							2a			2b						
	120701r	120702	120703	120704	120705	120706c	120707	120708	120709	120710r	121001	121201	130401r	130402	130403c	130404	130405
SiO ₂	33.07	35.79	33.91	34.33	34.61	35.45	35.39	35.72	35.36	35.35	35.12	33.00	34.76	34.96	36.16	35.91	36.11
TiO ₂	1.51	1.50	1.59	1.39	1.37	1.48	1.44	1.53	1.46	1.59	1.78	1.49	1.61	1.69	1.75	1.70	1.85
Al ₂ O ₃	19.61	19.64	19.77	19.57	19.57	19.62	19.42	19.78	19.75	19.92	19.72	19.37	19.44	19.80	19.81	19.53	19.93
Cr ₂ O ₃	0.05	0.06	0.07	0.04	0.03	0.02	0.02	0.03	0.03	0.07	0.06	0.07	0.05	0.03	0.07	0.06	0.03
FeO	22.72	22.38	23.83	23.68	22.64	22.18	22.07	22.53	22.11	22.75	21.05	23.93	19.33	19.49	18.42	19.04	18.26
MnO	0.11	0.02	0.04	0.06	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.14	0.06	0.05	0.14	0.12	0.11	0.16
NiO	0.02	0.04	0.00	0.04	0.09	0.06	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.07	0.01	0.03	0.05	0.00	0.00
MgO	7.15	7.18	6.92	6.39	7.03	7.10	7.05	7.17	7.22	6.97	6.74	6.20	9.35	9.40	9.00	8.88	8.99
CaO	0.05	0.03	0.10	0.05	0.05	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na ₂ O	0.09	0.18	0.11	0.11	0.10	0.19	0.24	0.22	0.22	0.23	0.23	0.09	0.21	0.24	0.26	0.23	0.20
K ₂ O	5.58	6.86	6.00	5.92	6.16	7.00	6.87	6.93	7.10	6.80	7.18	4.40	9.59	8.19	8.97	8.81	9.11
Total	89.97	93.68	92.33	91.57	91.69	93.13	92.51	94.00	93.32	93.71	92.05	88.79	94.40	93.96	94.61	94.27	94.65
Cationes en base a 11 oxígenos																	
Si	2.66	2.76	2.67	2.72	2.73	2.75	2.76	2.75	2.74	2.73	2.75	2.69	2.68	2.68	2.74	2.74	2.74
Ti	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10
Al (IV)	1.34	1.24	1.33	1.28	1.27	1.25	1.24	1.25	1.26	1.27	1.25	1.31	1.32	1.32	1.26	1.26	1.26
Al (VI)	0.52	0.54	0.51	0.55	0.55	0.55	0.55	0.54	0.54	0.54	0.57	0.55	0.44	0.47	0.51	0.50	0.52
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.53	1.44	1.57	1.58	1.49	1.44	1.44	1.45	1.43	1.47	1.38	1.64	1.24	1.25	1.17	1.21	1.15
Mn	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.86	0.82	0.81	0.75	0.83	0.82	0.82	0.82	0.83	0.80	0.79	0.75	1.07	1.07	1.02	1.01	1.02
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.01	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03
K	0.57	0.67	0.60	0.60	0.62	0.69	0.68	0.68	0.70	0.67	0.72	0.46	0.94	0.80	0.87	0.86	0.88
Total	7.59	7.59	7.61	7.57	7.60	7.62	7.61	7.61	7.62	7.60	7.60	7.50	7.81	7.74	7.72	7.73	7.73
100Fe/(Fe+Mg)	64.02	63.72	65.97	67.67	64.22	63.72	63.72	63.88	63.27	64.76	63.59	68.49	53.68	53.88	53.42	54.71	53.21
Talco	40.39	29.94	35.79	37.30	35.53	28.00	27.95	28.97	26.94	29.77	24.93	44.67	2.70	15.94	8.90	11.06	9.17
Ti-Biotita	8.71	9.06	8.77	7.92	7.89	9.00	8.04	9.03	9.05	9.03	10.05	7.78	9.08	10.00	10.04	9.99	10.97
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.50
Moscovita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.51	0.00	0.50	0.00	3.52	0.00	4.54	0.00	8.03	6.58	8.72
East-Sider	50.32	54.37	49.68	54.46	54.28	53.00	52.27	54.18	53.27	54.18	50.26	47.55	35.31	47.01	35.13	36.81	34.40
Phl-Ann	0.58	6.63	5.77	0.33	2.30	8.99	10.24	7.82	10.24	7.01	11.24	0.00	48.36	27.04	37.90	35.40	36.24
																	53.60
																	8.75
																	10.09
																	0.00
																	5.55
																	39.34
																	36.27

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de la estauroлита (1)						Zona de la sillimanita (1)											
	2c	2a	2a	2a	2e	2c	2b						4b	4b	2c	4b	2c	2c
	131001	140301	140601	141101	141101	150401	152101r	152102	152103c	152104	152105r	152801	153001	153101	153401	153501	160301	160801
SiO ₂	35.73	36.75	38.72	36.40	36.40	36.69	35.25	35.81	35.94	35.69	35.45	35.73	35.43	35.52	34.53	36.29	35.20	34.38
TiO ₂	1.68	1.61	1.73	1.62	1.62	2.10	2.04	2.25	2.13	2.13	2.37	1.65	1.63	1.96	1.84	2.36	2.08	1.98
Al ₂ O ₃	19.96	20.28	20.26	19.65	19.65	19.73	19.35	19.53	19.52	19.58	19.45	19.98	20.00	19.90	19.81	19.35	19.26	19.69
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.04	0.00
FeO	18.77	17.63	16.83	18.88	18.88	18.30	17.41	17.03	16.61	16.80	16.81	17.87	17.11	17.44	17.90	16.80	19.74	19.12
MnO	0.11	0.05	0.11	0.09	0.09	0.14	0.11	0.10	0.05	0.11	0.11	0.14	0.03	0.14	0.05	0.16	0.16	0.07
NiO	0.00	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.08	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04
MgO	8.63	7.94	7.59	7.86	7.86	10.25	9.62	9.77	9.65	9.88	9.90	10.24	9.92	9.85	9.57	9.82	8.95	9.64
CaO	0.00	0.17	0.10	0.14	0.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.01
Na ₂ O	0.23	0.07	0.06	0.20	0.20	0.33	0.04	0.03	0.00	0.01	0.05	0.30	0.34	0.33	0.24	0.37	0.30	0.27
K ₂ O	8.21	6.17	7.67	6.67	6.67	8.21	8.57	8.76	8.48	8.82	8.60	8.50	8.66	8.40	8.52	8.60	8.20	8.03
Total	93.35	90.72	93.12	91.52	91.52	95.74	92.45	93.32	92.42	93.03	92.80	94.44	93.23	93.63	92.47	93.76	93.96	93.22
Cationes en base a 11 oxígenos																		
Si	2.74	2.83	2.91	2.82	2.82	2.73	2.72	2.73	2.76	2.73	2.72	2.70	2.71	2.71	2.68	2.75	2.70	2.66
Ti	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.12	0.12	0.13	0.12	0.12	0.14	0.09	0.09	0.11	0.11	0.13	0.12	0.11
Al (IV)	1.26	1.17	1.09	1.18	1.18	1.27	1.28	1.27	1.24	1.27	1.28	1.30	1.29	1.29	1.32	1.25	1.30	1.34
Al (VI)	0.54	0.67	0.70	0.61	0.61	0.46	0.48	0.49	0.53	0.50	0.48	0.48	0.51	0.50	0.49	0.48	0.44	0.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.20	1.14	1.05	1.22	1.22	1.14	1.13	1.09	1.07	1.08	1.07	1.13	1.10	1.11	1.16	1.07	1.27	1.24
Mn	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.99	0.91	0.85	0.91	0.91	1.14	1.11	1.11	1.10	1.13	1.13	1.15	1.13	1.12	1.11	1.11	1.02	1.11
Ca	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.01	0.01	0.03	0.03	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04
K	0.80	0.61	0.73	0.66	0.66	0.78	0.84	0.85	0.83	0.86	0.84	0.82	0.85	0.82	0.84	0.83	0.80	0.79
Total	7.67	7.44	7.47	7.54	7.54	7.70	7.70	7.68	7.65	7.70	7.69	7.72	7.74	7.72	7.75	7.68	7.70	7.74
100Fe/(Fe+Mg)	54.79	55.61	55.50	57.28	57.28	50.00	50.45	49.55	49.31	48.87	48.87	49.56	49.33	49.78	51.10	49.08	55.46	52.77
Talco	16.97	34.66	24.96	29.90	29.90	17.00	14.96	14.96	17.00	14.05	15.05	13.75	9.91	13.00	12.06	11.87	15.72	16.76
Ti-Biotita	10.02	8.52	9.96	8.97	8.97	12.00	12.02	13.03	12.00	11.99	13.99	9.09	9.03	11.00	10.99	13.07	12.08	10.93
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.17	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00
Moscovita	5.51	6.63	18.52	6.98	6.98	1.00	2.50	3.51	6.00	4.58	2.58	2.02	6.02	4.00	2.58	5.53	0.00	0.00
East-Sider	43.08	50.19	32.65	46.85	46.85	44.01	43.08	42.08	41.01	40.80	42.79	44.46	39.14	42.01	43.80	37.20	44.31	44.71
Phi-Ann	24.42	0.00	13.70	7.30	7.30	25.98	27.42	26.42	23.98	28.41	25.41	30.67	35.89	29.98	30.41	32.33	27.89	27.59

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	2c			2a			2c			2c			2c			2c		
	160901r	160902r	170401r	170402	170403	170404	170405r	170601	171401r	171402	171403c	180201r	180202	180203	180204	180205	180206	180207r
SiO ₂	35.06	35.17	35.08	35.04	35.66	35.53	35.42	35.39	34.70	35.09	35.00	34.75	34.57	34.61	34.54	34.90	35.22	35.34
TiO ₂	1.13	1.57	1.60	1.34	1.85	1.98	2.05	2.07	1.96	1.91	2.14	1.98	1.86	1.92	2.11	2.07	2.16	2.22
Al ₂ O ₃	20.47	20.14	21.25	21.06	20.97	20.53	20.63	19.74	19.61	20.02	19.79	19.86	19.94	19.56	19.55	19.36	19.73	19.47
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00
FeO	20.04	18.13	19.42	19.02	19.44	19.21	19.04	19.86	21.20	20.24	20.09	21.52	21.86	21.32	22.56	21.05	22.03	21.65
MnO	0.07	0.11	0.22	0.15	0.12	0.23	0.12	0.17	0.10	0.13	0.10	0.03	0.14	0.08	0.11	0.03	0.04	0.13
NiO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.07	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.08	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00
MgO	9.63	9.41	8.71	8.54	8.34	8.23	8.52	8.78	8.36	8.42	8.55	6.56	6.60	6.57	6.58	6.27	6.62	6.48
CaO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
Na ₂ O	0.25	0.31	0.05	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.19	0.19	0.19	0.31	0.31	0.24	0.28	0.23	0.24	0.20
K ₂ O	8.20	8.73	8.56	9.02	8.83	8.70	9.07	8.48	8.56	8.81	8.48	9.59	9.28	9.61	9.53	9.48	9.07	9.49
Total	94.93	93.63	94.90	94.22	95.34	94.47	94.97	94.57	94.69	94.86	94.36	94.63	94.67	94.00	95.31	93.40	95.19	95.00
Cationes en base a 11 oxígenos																		
Si	2.66	2.70	2.66	2.68	2.69	2.71	2.69	2.70	2.67	2.68	2.68	2.69	2.68	2.70	2.68	2.73	2.71	2.73
Ti	0.06	0.09	0.09	0.08	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13
Al (IV)	1.34	1.30	1.34	1.32	1.31	1.29	1.31	1.30	1.33	1.32	1.32	1.31	1.32	1.30	1.32	1.27	1.29	1.27
Al (VI)	0.49	0.52	0.56	0.58	0.56	0.55	0.53	0.48	0.45	0.48	0.47	0.51	0.50	0.50	0.47	0.52	0.50	0.50
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.28	1.16	1.23	1.21	1.21	1.22	1.20	1.26	1.36	1.29	1.29	1.39	1.42	1.39	1.45	1.38	1.41	1.39
Mn	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.09	1.07	0.98	0.97	0.94	0.93	0.96	1.00	0.96	0.96	0.98	0.76	0.76	0.76	0.76	0.73	0.76	0.74
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.05	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03
K	0.80	0.85	0.83	0.88	0.85	0.84	0.88	0.83	0.84	0.86	0.83	0.95	0.92	0.96	0.94	0.95	0.89	0.93
Total	7.75	7.75	7.71	7.75	7.71	7.67	7.72	7.72	7.76	7.74	7.73	7.79	7.78	7.77	7.80	7.74	7.74	7.74
100Fe/(Fe+Mg)	53.81	52.02	55.66	55.71	56.68	56.74	55.76	55.95	58.62	57.33	56.83	64.81	65.14	64.65	65.77	65.40	65.14	65.42
Talco	15.71	10.00	15.93	11.16	14.15	14.88	11.06	16.10	12.94	10.86	13.96	0.13	2.94	-0.26	2.06	0.87	7.12	4.06
Ti-Biotita	6.06	9.00	9.03	7.98	10.97	11.06	11.99	11.98	11.00	11.06	12.02	11.98	11.02	11.08	11.99	12.05	12.98	12.99
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.00	0.49	0.51	0.00	0.17	0.33	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.00	0.15	0.00	0.33	0.16
Moscovita	0.00	6.00	3.01	7.72	5.74	5.53	5.58	1.17	0.00	2.51	0.50	10.14	7.52	10.07	6.57	12.05	7.15	9.58
East-Sider	49.51	40.01	50.18	42.39	44.36	44.23	41.80	45.58	45.01	43.23	46.09	30.64	35.07	30.22	33.82	28.11	35.61	30.82
Phl-Ann	28.72	34.98	21.85	30.26	24.28	24.30	29.41	24.85	31.04	32.33	27.42	46.80	43.45	48.89	45.39	46.93	36.82	42.39

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)															
	2c								2e							
	190201r	190202	190203	190204	190205	190206	190207c	190208	190209r	190801r	190802	190803	190804c	190805r	191901	192001
SiO ₂	30.63	30.78	32.72	33.19	33.64	33.28	33.24	33.98	33.07	34.18	34.37	32.27	33.66	33.46	34.37	34.04
TiO ₂	1.25	1.65	1.60	1.90	1.74	2.01	2.10	1.95	1.82	1.83	2.08	2.08	2.31	2.27	2.74	3.51
Al ₂ O ₃	21.47	21.31	19.84	19.95	19.87	20.89	20.45	20.81	21.03	20.96	20.96	20.45	20.59	20.41	19.74	19.52
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.01	0.06	0.07	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.01	0.07	0.00	0.03
FeO	26.19	27.33	26.40	25.02	24.22	24.07	24.14	23.49	23.07	23.96	25.24	25.21	24.90	23.62	24.30	22.95
MnO	0.05	0.01	0.06	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01
NiO	0.07	0.00	0.02	0.03	0.04	0.10	0.08	0.05	0.02	0.02	0.00	0.06	0.01	0.12	0.05	0.01
MgO	5.09	5.07	4.75	4.57	4.42	4.62	4.59	4.60	4.57	4.04	4.00	3.85	4.23	3.95	5.18	4.46
CaO	0.14	0.05	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.09	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.06
Na ₂ O	0.10	0.09	0.12	0.11	0.13	0.14	0.06	0.14	0.10	0.06	0.13	0.10	0.15	0.12	0.08	0.09
K ₂ O	6.95	7.30	8.46	9.15	9.61	9.36	9.60	9.63	8.74	8.49	8.30	7.88	8.59	8.09	8.21	9.35
Total	91.96	93.61	93.98	94.00	93.77	94.48	94.33	94.66	92.51	93.60	95.10	91.99	94.45	92.13	94.72	94.04
Cationes en base a 11 oxígenos																
Si	2.49	2.47	2.61	2.64	2.68	2.62	2.63	2.66	2.64	2.69	2.67	2.61	2.65	2.68	2.68	2.68
Ti	0.08	0.10	0.10	0.11	0.10	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.13	0.14	0.14	0.16	0.21
Al (IV)	1.51	1.53	1.39	1.36	1.32	1.38	1.37	1.34	1.36	1.31	1.33	1.39	1.35	1.32	1.32	1.32
Al (VI)	0.55	0.49	0.48	0.51	0.54	0.56	0.54	0.58	0.62	0.63	0.59	0.56	0.56	0.60	0.49	0.49
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.77	1.84	1.76	1.66	1.61	1.58	1.59	1.54	1.52	1.58	1.64	1.71	1.61	1.57	1.58	1.50
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.62	0.61	0.57	0.54	0.52	0.54	0.54	0.54	0.54	0.47	0.46	0.46	0.50	0.47	0.60	0.52
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Na	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01
K	0.72	0.75	0.86	0.93	0.98	0.94	0.97	0.96	0.89	0.85	0.82	0.81	0.86	0.83	0.82	0.94
Total	7.78	7.80	7.79	7.77	7.77	7.77	7.79	7.75	7.73	7.65	7.65	7.69	7.72	7.65	7.66	7.69
100Fe/(Fe+Mg)	74.17	75.10	75.54	75.45	75.59	74.53	74.77	74.04	74.04	77.07	78.10	78.80	76.64	77.07	72.48	74.38
Talco	24.21	22.93	11.90	4.78	-0.26	4.00	2.06	1.88	8.14	13.92	15.85	16.93	12.26	15.05	16.93	4.11
Ti-Biotita	7.71	9.56	9.97	11.08	10.07	12.00	11.99	11.04	10.93	11.04	12.08	13.05	13.93	13.99	16.06	20.89
Ferri-Biotita	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.16	0.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.84	0.18	0.00	0.34
Moscovita	0.00	0.00	0.00	5.04	11.08	7.00	7.57	11.04	9.69	9.03	5.03	0.00	4.90	6.58	0.00	7.13
East-Sider	52.98	46.82	47.86	41.29	32.23	42.01	38.82	36.13	42.23	45.16	49.34	56.20	45.91	46.78	49.17	34.48
Phi-Ann	14.80	20.68	30.28	37.82	46.88	34.98	39.40	39.90	28.51	20.85	17.70	13.83	22.16	17.42	17.84	33.04

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs																
	2d	2d	2a	2a	2e	21101r	211102	211103	211104	211105r	211401r	211402	211403	211404	211405r	2e	2a
	210201	210301	210401	210501	210801	211101r	211102	211103	211104	211105r	211401r	211402	211403	211404	211405r	211201	220201
SiO ₂	34.35	35.02	32.32	33.86	32.54	33.69	33.91	34.22	34.52	33.79	33.27	34.00	33.39	33.75	30.75	33.96	34.67
TiO ₂	0.91	0.76	2.08	1.99	2.03	1.32	1.46	1.43	1.60	1.62	1.07	1.15	1.21	1.25	1.19	1.88	2.08
Al ₂ O ₃	21.83	21.85	21.10	21.41	21.41	21.78	21.61	21.27	21.37	21.66	22.87	21.78	24.01	22.83	28.93	21.72	19.62
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.04	0.00	0.04	0.00	0.02
FeO	22.48	22.13	22.13	24.19	24.62	23.60	22.92	23.59	24.38	23.42	24.37	23.87	23.17	22.95	22.02	23.39	18.84
MnO	0.01	0.04	0.07	0.01	0.12	0.03	0.08	0.05	0.03	0.05	0.04	0.12	0.03	0.01	0.08	0.08	0.00
NiO	0.00	0.03	0.07	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.01
MgO	6.32	5.99	4.92	4.87	5.14	5.23	5.42	5.40	5.26	5.07	5.05	4.83	4.84	4.85	4.43	5.07	9.52
CaO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04
Na ₂ O	0.17	0.14	0.10	0.12	0.21	0.18	0.13	0.12	0.10	0.13	0.16	0.16	0.17	0.13	0.17	0.15	0.27
K ₂ O	8.44	8.82	8.63	8.60	8.59	8.81	8.68	8.72	8.70	8.71	8.28	8.68	8.39	8.38	7.63	8.86	8.22
Total	94.51	94.83	91.42	95.07	94.70	94.70	94.22	94.83	96.02	94.45	95.15	94.62	95.26	94.16	95.26	95.18	93.29
Cationes en base a 11 oxígenos																	
Si	2.65	2.69	2.60	2.63	2.56	2.62	2.64	2.66	2.65	2.63	2.58	2.65	2.56	2.62	2.34	2.63	2.67
Ti	0.05	0.04	0.13	0.12	0.12	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.06	0.07	0.07	0.07	0.07	0.11	0.12
Al (IV)	1.35	1.31	1.40	1.37	1.44	1.38	1.36	1.34	1.35	1.37	1.42	1.35	1.44	1.38	1.66	1.37	1.33
Al (VI)	0.64	0.67	0.60	0.59	0.54	0.62	0.62	0.61	0.59	0.62	0.67	0.65	0.73	0.71	0.93	0.61	0.45
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.45	1.42	1.49	1.56	1.61	1.54	1.49	1.53	1.57	1.53	1.58	1.55	1.49	1.49	1.40	1.51	1.21
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.73	0.69	0.59	0.56	0.60	0.61	0.63	0.62	0.60	0.59	0.58	0.56	0.55	0.56	0.50	0.58	1.09
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04
K	0.83	0.87	0.89	0.85	0.86	0.87	0.86	0.86	0.85	0.87	0.82	0.86	0.82	0.83	0.74	0.87	0.81
Total	7.73	7.71	7.72	7.71	7.78	7.75	7.72	7.72	7.72	7.72	7.73	7.72	7.69	7.68	7.68	7.71	7.72
100Fe/(Fe+Mg)	66.51	67.30	71.63	73.71	72.97	71.63	70.28	71.16	72.35	72.17	73.15	73.46	73.04	72.68	73.68	72.25	52.61
Talco	13.96	10.86	8.95	13.05	11.04	10.00	12.00	11.96	12.96	10.91	15.96	12.00	14.84	14.92	19.01	10.96	14.73
Ti-Biotita	5.01	4.02	13.02	11.99	11.97	8.00	9.00	8.02	9.02	9.03	6.01	7.00	7.05	7.02	5.79	11.02	12.04
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.00	0.17	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Moscovita	7.51	12.57	5.51	4.58	0.00	7.00	7.00	7.51	5.51	7.03	4.51	9.00	7.05	9.03	1.65	6.51	0.00
East-Sider	49.09	42.22	49.09	49.79	53.88	48.01	48.01	46.09	48.09	48.17	58.11	47.01	59.40	53.19	73.55	48.09	45.16
Phl-Ann	24.42	30.32	23.42	20.42	22.95	26.98	23.98	26.42	24.42	24.86	15.41	24.98	11.66	15.84	0.00	23.42	28.06

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	2a		2d		2c				Zona de sillimanita + Kfs									
	220301	220701	221201r	221202	221203	221204	221205r	221801r	221802	221803r	230201r	230202	230203	230204	230205	230206	230207r	221201r
SiO ₂	35.22	34.94	34.93	34.76	34.73	33.01	33.71	33.48	35.66	34.95	34.43	35.11	34.19	34.85	34.46	34.60	34.17	34.93
TiO ₂	2.60	1.40	1.97	1.95	2.35	2.12	2.01	1.92	2.39	2.23	2.25	2.08	2.34	2.54	2.49	2.45	2.54	1.97
Al ₂ O ₃	18.84	20.10	19.73	19.66	19.72	19.33	19.62	19.83	19.11	19.98	21.99	20.81	20.76	20.59	20.34	20.89	20.85	19.73
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.06	0.00	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.08	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00	0.06
FeO	19.14	18.46	19.96	20.33	20.24	21.06	20.71	21.12	19.92	19.94	16.93	17.21	17.91	18.16	17.09	17.76	17.58	19.96
MnO	0.00	0.00	0.10	0.09	0.02	0.00	0.06	0.00	0.06	0.00	0.19	0.25	0.27	0.29	0.22	0.27	0.25	0.10
NiO	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.12	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00
MgO	10.17	9.72	8.68	8.48	8.61	9.12	8.52	9.89	9.02	8.70	9.32	9.67	9.33	9.50	9.44	9.10	9.29	8.68
CaO	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.01	0.02	0.09	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.02	0.03
Na ₂ O	0.25	0.27	0.28	0.25	0.22	0.28	0.29	0.20	0.25	0.23	0.26	0.25	0.28	0.24	0.24	0.26	0.25	0.28
K ₂ O	8.50	7.95	8.11	8.17	7.98	7.71	8.42	6.00	8.43	7.99	9.05	8.90	8.93	9.41	9.15	8.94	8.81	8.11
Total	94.79	92.88	93.84	93.73	93.89	92.75	93.39	92.61	94.84	94.10	94.45	94.38	94.05	95.59	93.45	94.32	93.80	93.84
Cationes en base a 11 oxígenos																		
Si	2.68	2.69	2.69	2.68	2.67	2.60	2.63	2.60	2.72	2.68	2.60	2.66	2.62	2.63	2.65	2.63	2.62	2.69
Ti	0.15	0.08	0.11	0.11	0.14	0.13	0.12	0.11	0.14	0.13	0.13	0.12	0.13	0.14	0.14	0.14	0.15	0.11
Al (IV)	1.32	1.31	1.31	1.32	1.33	1.40	1.37	1.40	1.28	1.32	1.40	1.34	1.38	1.37	1.35	1.37	1.38	1.31
Al (VI)	0.37	0.51	0.48	0.47	0.46	0.39	0.44	0.42	0.43	0.48	0.56	0.52	0.49	0.46	0.49	0.50	0.50	0.48
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Fe ²⁺ (calc)	1.22	1.19	1.28	1.31	1.30	1.37	1.35	1.37	1.26	1.28	1.07	1.09	1.15	1.15	1.10	1.13	1.11	1.28
Mn	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.15	1.12	1.00	0.98	0.99	1.07	0.99	1.15	1.02	0.99	1.05	1.09	1.06	1.07	1.08	1.03	1.06	1.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
K	0.83	0.78	0.80	0.80	0.78	0.77	0.84	0.59	0.82	0.78	0.87	0.86	0.87	0.91	0.90	0.87	0.86	0.80
Total	7.76	7.72	7.72	7.72	7.70	7.80	7.78	7.68	7.72	7.69	7.73	7.74	7.76	7.79	7.76	7.73	7.76	7.72
100Fe/(Fe+Mg)	51.48	51.52	56.14	57.21	56.77	56.50	57.69	54.37	55.46	56.39	50.47	50.00	52.04	51.80	50.46	52.31	51.60	56.14
Talco	12.83	17.93	15.97	15.86	18.82	18.58	11.86	34.90	14.05	18.88	8.85	10.00	8.90	5.00	6.00	8.80	10.22	15.97
Ti-Biotita	14.81	8.03	11.02	11.04	13.86	12.55	11.92	10.41	13.99	12.96	13.07	12.00	13.05	14.01	14.00	14.10	14.94	11.02
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.61	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00
Moscovita	0.00	1.00	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.58	0.00	3.52	4.00	1.00	2.00	4.00	2.01	1.32	0.50
East-Sider	36.53	49.18	47.09	47.17	45.55	37.64	43.72	39.75	41.80	47.85	49.26	44.01	47.17	42.02	41.01	46.32	47.16	47.09
Phi-Ann	35.83	23.86	25.42	25.93	21.77	30.63	32.49	14.94	29.41	20.31	25.30	29.98	29.87	36.98	34.98	28.76	25.72	25.42

TABLA 3: Análisis químicos de biotitas (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs											
	2d		2e		2d		2a		2e		2e	
	230901r	230902c	231001r	231002	231003c	240301r	240302c	240401r	240402c	240501	240701	240702
SiO₂	32.97	34.44	33.21	33.78	34.32	34.02	33.81	34.04	33.98	34.62	34.15	34.08
TiO₂	2.13	2.33	2.27	2.04	2.19	2.22	2.20	2.70	2.63	2.93	2.58	2.63
Al₂O₃	23.25	21.17	21.05	21.64	21.67	22.43	22.34	20.89	20.98	20.17	20.55	20.61
Cr₂O₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03
FeO	16.34	17.28	17.35	17.25	17.42	18.21	17.33	18.25	17.22	17.84	17.81	18.32
MnO	0.27	0.28	0.35	0.40	0.25	0.44	0.34	0.49	0.43	0.46	0.51	0.43
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	9.09	9.51	9.19	9.28	9.28	8.82	8.68	8.74	8.71	8.45	8.72	8.44
CaO	0.01	0.05	0.06	0.06	0.05	0.04	0.06	0.04	0.04	0.05	0.00	0.00
Na₂O	0.21	0.21	0.25	0.23	0.25	0.25	0.20	0.23	0.18	0.16	0.16	0.19
K₂O	8.44	8.92	8.60	8.68	8.45	9.25	8.96	8.94	8.96	9.23	9.58	9.69
Total	92.72	94.23	92.34	93.36	93.90	95.68	93.96	94.39	93.19	93.94	94.08	94.43
Cationes en base a 11 oxigenos												
Si	2.53	2.62	2.58	2.59	2.61	2.56	2.58	2.60	2.62	2.66	2.62	2.62
Ti	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.13	0.16	0.15	0.17	0.15	0.15
Al (IV)	1.47	1.38	1.42	1.41	1.39	1.44	1.42	1.40	1.38	1.34	1.38	1.38
Al (VI)	0.63	0.52	0.51	0.55	0.55	0.55	0.59	0.48	0.53	0.48	0.48	0.49
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe³⁺ (IV)	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe³⁺ (VI)	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe²⁺ (calc)	1.05	1.10	1.13	1.10	1.11	1.15	1.11	1.17	1.11	1.14	1.14	1.17
Mn	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.04	1.08	1.07	1.06	1.05	0.99	0.99	1.00	1.00	0.97	1.00	0.97
Ca	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.03
K	0.83	0.87	0.85	0.85	0.82	0.89	0.87	0.87	0.88	0.90	0.94	0.95
Total	7.72	7.75	7.76	7.76	7.72	7.78	7.74	7.74	7.73	7.71	7.76	7.80
100Fe/(Fe+Mg)	50.24	50.46	51.36	51.15	51.39	53.74	52.86	53.92	52.61	54.03	53.27	54.88
Talco	13.92	10.00	9.87	11.07	14.00	7.00	10.06	9.87	9.00	7.90	3.77	2.19
Ti-Biotita	12.04	13.00	13.00	11.94	13.00	13.00	12.99	16.00	15.00	17.06	15.11	14.96
Ferri-Biotita	0.00	0.00	0.00	0.32	0.00	0.00	0.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.47
Moscovita	1.00	2.00	0.00	2.15	1.00	2.00	3.58	0.00	3.00	3.01	3.02	4.72
East-Sider	61.21	48.01	51.01	50.41	53.01	51.01	51.79	48.01	47.01	42.15	42.30	39.42
Phi-Ann	11.83	26.98	26.11	24.11	18.98	26.98	21.42	26.11	25.98	29.87	35.81	38.25

TABLA 4: Análisis químicos de cloritoides

	Zona de la estauroilita (1)											
	110201r	110202	110203	110204c	110205	110206r	120101r	120102	120103	120104c	120105	120106r
SiO ₂	25.17	24.36	24.96	25.00	24.79	24.73	24.98	25.08	25.01	25.19	24.94	24.55
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	42.14	41.99	41.72	41.17	41.07	41.75	41.10	40.53	40.72	41.22	40.35	40.23
Cr ₂ O ₃	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00
FeO	23.83	23.45	23.49	23.33	23.83	23.85	23.80	23.99	23.77	24.02	23.21	23.78
MnO	0.13	0.37	0.17	0.22	0.49	0.13	0.25	0.30	0.18	0.24	0.33	0.23
NiO	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	2.64	2.19	2.40	2.11	1.99	2.68	2.10	2.05	2.21	2.26	1.86	2.05
CaO	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03
Na ₂ O	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
total	93.97	92.43	92.82	91.90	92.23	93.18	92.32	92.02	91.97	92.96	90.74	90.91
Cationes en base a 12 oxígenos												
Si	2.03	2.00	2.04	2.06	2.04	2.01	2.05	2.07	2.06	2.06	2.08	2.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al tot	4.00	4.06	4.01	4.00	3.99	4.01	3.98	3.95	3.96	3.97	3.97	3.97
Al IV	2.97	3.00	2.96	2.94	2.96	2.99	2.95	2.93	2.94	2.94	2.92	2.95
Al VI	1.03	1.06	1.05	1.06	1.03	1.02	1.03	1.02	1.02	1.03	1.05	1.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe tot	1.61	1.61	1.60	1.61	1.64	1.62	1.64	1.66	1.64	1.64	1.62	1.66
Fe 3+	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe 2+	1.61	1.61	1.60	1.61	1.64	1.62	1.64	1.66	1.64	1.64	1.62	1.66
Mn	0.01	0.03	0.01	0.02	0.03	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.32	0.27	0.29	0.26	0.24	0.33	0.26	0.25	0.27	0.27	0.23	0.25
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	13.58	13.65	13.56	13.57	13.57	13.61	13.57	13.56	13.54	13.57	13.52	13.58
100Fe/(Fe+Mg)	83.42	85.64	84.66	86.10	87.23	83.08	86.32	86.91	85.86	85.86	87.57	86.91

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos

Tipo textural		Zona del granate																		
		50101r	50102	50103	50104	50105	50106	50107	50108	50109	50110	50111	50112	50113	50114	50115	50116	50117	50118	50119
SiO ₂		36.67	36.95	36.92	37.35	37.19	37.35	37.77	37.13	36.99	36.96	35.06	36.64	36.95	37.43	36.97	37.32	37.23	37.25	37.62
TiO ₂		0.06	0.04	0.08	0.06	0.04	0.04	0.02	0.04	0.13	0.07	0.09	0.08	0.09	0.07	0.09	0.05	0.06	0.08	0.10
Al ₂ O ₃		21.45	20.92	21.54	21.56	21.51	21.29	21.66	21.37	21.03	21.28	21.66	21.42	20.89	21	21.33	21.32	21.22	21.64	21.27
Cr ₂ O ₃		0.05	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.03	0.00	0.02	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO		36.60	35.00	35.44	34.15	34.32	33.10	30.68	29.04	29.30	28.90	28.37	28.06	27.68	27.2	28.23	27.82	28.69	28.12	28.27
MnO		1.08	1.63	1.89	2.29	3.16	4.82	6.98	7.96	8.78	8.91	9.77	9.02	9.23	8.63	9.16	9.14	8.58	9.20	9.22
NiO		0.00	0.00	0.02	0.03	0.05	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.03	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.04	0.00	0.02
MgO		1.44	1.47	1.37	1.27	1.22	1.13	0.93	0.85	0.77	0.82	0.76	0.73	0.75	0.75	0.76	0.73	0.78	0.70	0.75
CaO		1.96	1.97	1.98	1.69	1.98	2.56	2.95	3.27	3.31	3.46	3.37	3.47	3.09	3.27	3.16	3.05	3.23	3.59	3.63
Na ₂ O		0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O		0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total		99.32	98.05	99.26	98.42	99.48	100.29	101.03	99.73	100.33	100.40	99.17	99.42	98.78	98.41	99.76	99.43	99.82	100.60	100.89
Cationes en base a 12 oxigenos																				
Si		2.99	3.04	3.00	3.05	3.02	3.02	3.02	3.01	3.00	2.99	2.89	2.99	3.03	3.06	3.00	3.03	3.02	3.00	3.02
Ti		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
Al		2.06	2.03	2.07	2.07	2.06	2.03	2.04	2.04	2.01	2.03	2.11	2.06	2.02	2.02	2.04	2.04	2.03	2.05	2.01
Cr		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)		2.50	2.41	2.41	2.33	2.33	2.24	2.05	1.97	1.99	1.96	1.96	1.91	1.90	1.86	1.92	1.89	1.95	1.89	1.90
Mn		0.07	0.11	0.13	0.16	0.22	0.33	0.47	0.55	0.6	0.61	0.68	0.62	0.64	0.6	0.63	0.63	0.59	0.63	0.63
Ni		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg		0.18	0.18	0.17	0.15	0.15	0.14	0.11	0.10	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09
Ca		0.17	0.17	0.17	0.15	0.17	0.22	0.25	0.28	0.29	0.30	0.30	0.30	0.27	0.29	0.27	0.27	0.28	0.31	0.31
Na		0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total		7.97	7.95	7.95	7.91	7.95	7.98	7.94	7.95	7.99	7.99	8.04	7.97	7.96	7.92	7.96	7.95	7.96	7.96	7.97
100Fe/(Fe+Mg)		93.28	93.05	93.41	93.95	93.95	94.12	94.91	95.17	95.67	95.15	95.61	95.50	95.48	95.38	95.52	95.45	95.59	95.94	95.48
Xalm		85.62	83.97	83.68	83.51	81.18	76.45	71.18	67.93	67.00	65.99	64.69	65.41	65.52	65.49	65.98	65.63	67.01	64.95	64.85
Xsps		2.40	3.83	4.51	5.73	7.67	11.26	16.32	18.97	20.20	20.54	22.44	21.23	22.07	21.13	21.65	21.88	20.27	21.65	21.50
Xprp		6.16	6.27	5.90	5.38	5.23	4.78	3.82	3.45	3.03	3.37	2.97	3.08	3.10	3.17	3.09	3.13	3.09	2.75	3.07
Xgrs		5.82	5.92	5.90	5.38	5.92	7.51	8.68	9.66	9.76	10.10	9.90	10.27	9.31	10.21	9.28	9.38	9.62	10.65	10.58

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	2b												1a						
	50120	50121	50122	50123	50124	50125	50126	50127	50128	50129	50130	50131r	60101r	60102	60103	60104	60105	60106	60107
SiO ₂	37.46	37.28	37.88	37.43	36.81	37.11	36.88	37.10	36.98	37.09	36.91	37.48	36.63	36.97	37.88	37.42	37.19	37.11	37.52
TiO ₂	0.09	0.11	0.12	0.07	0.10	0.06	0.09	0.04	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.09	0.05	0.10	0.04	0.10
Al ₂ O ₃	21.55	21.48	21.51	21.21	21.27	21.26	21.48	21.10	21.14	21.2	21.23	21.3	21.54	21.83	21.34	21.12	21.55	21.51	21.43
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.03
FeO	28.3	28.23	28.52	28.35	28.99	29.94	32.01	32.36	34.16	34.59	33.49	35.76	34.92	35.11	33.69	33.07	32.93	32.46	32.46
MnO	9.22	9.30	8.95	8.67	8.16	6.97	6.13	5.28	2.97	2.69	1.34	0.98	1.48	2.07	2.61	3.61	4.29	4.88	5.16
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.06	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03
MgO	0.80	0.69	0.82	0.82	0.8	0.86	0.99	1.04	1.34	1.32	1.36	1.56	1.56	1.45	1.26	1.22	1.20	0.99	0.94
CaO	3.72	3.63	3.48	3.53	3.48	3.38	2.75	2.41	1.80	1.96	2.23	1.92	1.79	2.39	2.59	2.68	2.91	3.12	3.11
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.15	100.73	101.33	100.10	99.59	99.57	100.33	99.40	98.44	98.92	96.60	99.13	98.02	99.90	99.49	99.18	100.19	100.14	100.82
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.00	3.00	3.02	3.02	3.00	3.01	2.99	3.02	3.03	3.03	3.05	3.04	3.01	2.99	3.06	3.04	3.00	3.00	3.01
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
Al	2.03	2.04	2.02	2.02	2.04	2.04	2.05	2.03	2.04	2.04	2.07	2.04	2.08	2.08	2.03	2.02	2.05	2.05	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.90	1.90	1.90	1.92	1.97	2.03	2.17	2.20	2.34	2.36	2.32	2.43	2.40	2.37	2.27	2.25	2.22	2.19	2.18
Mn	0.63	0.63	0.61	0.59	0.56	0.48	0.42	0.36	0.21	0.19	0.09	0.07	0.10	0.14	0.18	0.25	0.29	0.33	0.35
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.10	0.08	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.13	0.16	0.16	0.17	0.19	0.19	0.17	0.15	0.15	0.14	0.12	0.11
Ca	0.32	0.31	0.3	0.31	0.3	0.29	0.24	0.21	0.16	0.17	0.20	0.17	0.16	0.21	0.22	0.23	0.25	0.27	0.27
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.99	7.97	7.96	7.96	7.98	7.95	8.00	7.95	7.94	7.95	7.90	7.94	7.94	7.96	7.92	7.94	7.96	7.96	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	95.00	95.96	95.00	95.05	95.17	95.31	94.76	94.42	93.60	93.65	93.17	92.75	92.66	93.31	93.80	93.75	94.07	94.81	95.20
Xalm	64.41	65.07	65.29	65.75	67.24	70.00	73.56	75.86	81.53	81.94	83.45	84.97	84.21	82.01	80.50	78.13	76.55	75.26	74.91
Xsps	21.36	21.58	20.96	20.21	19.11	16.55	14.24	12.41	7.32	6.60	3.24	2.45	3.51	4.84	6.38	8.68	10.00	11.34	12.03
Xprp	3.39	2.74	3.44	3.42	3.41	3.45	4.07	4.48	5.57	5.56	6.12	6.64	6.67	5.88	5.32	5.21	4.83	4.12	3.78
Xgrs	10.85	10.62	10.31	10.62	10.24	10.00	8.14	7.24	5.57	5.90	7.19	5.94	5.61	7.27	7.80	7.99	8.62	9.28	9.28

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	1a																		
	60108	60109	60110	60111	60112	60113	60114	60115	60116	60117	60118	60119	60120	60121	60122	60123	60124r	1a	
SiO ₂	37.30	37.01	36.78	37.27	36.95	37.34	36.95	37.54	37.30	36.73	37.38	37.04	37.41	37.34	37.10	37.38	37.65	37.39	37.25
TiO ₂	0.05	0.06	0.08	0.07	0.06	0.12	0.06	0.04	0.09	0.05	0.10	0.05	0.07	0.05	0.03	0.10	0.34	0.05	0.06
Al ₂ O ₃	21.62	21.63	21.25	21.41	21.41	21.57	21.49	21.34	21.08	21.40	21.44	21.23	21.31	21.48	21.16	21.21	21.01	21.55	21.62
Cr ₂ O ₃	0.06	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00
FeO	31.75	31.07	31.13	30.93	29.50	31.19	30.79	30.90	31.24	32.15	32.55	33.17	33.88	35.03	35.35	34.94	35.01	34.15	34.29
MnO	5.49	5.87	6.01	5.95	6.38	5.83	6.18	5.95	6.01	5.53	4.57	4.32	2.98	2.10	1.62	1.62	1.37	1.68	1.95
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04	0.00	0.06	0.04	0.00	0.02	0.05	0.06
MgO	0.93	0.96	0.93	0.88	0.95	0.89	0.95	0.90	0.91	0.98	1.04	1.05	1.20	1.27	1.49	1.41	1.42	1.50	1.42
CaO	3.13	3.40	3.60	3.42	3.60	3.29	3.28	3.45	3.34	2.88	2.96	2.92	2.91	2.37	1.78	1.95	1.94	1.78	1.76
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	100.34	100.04	99.80	99.94	98.86	100.27	99.76	100.14	99.96	99.76	100.12	99.87	99.75	99.71	98.57	98.65	98.81	98.17	98.41
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.01	2.99	2.99	3.01	3.01	3.01	3.00	3.03	3.02	2.99	3.02	3.01	3.03	3.02	3.03	3.05	3.06	3.05	3.04
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
Al	2.05	2.06	2.04	2.04	2.06	2.05	2.05	2.03	2.01	2.05	2.04	2.03	2.03	2.05	2.04	2.04	2.01	2.07	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.14	2.10	2.12	2.09	2.01	2.10	2.09	2.08	2.12	2.19	2.20	2.25	2.29	2.37	2.42	2.38	2.38	2.33	2.34
Mn	0.37	0.40	0.41	0.41	0.44	0.40	0.42	0.41	0.41	0.38	0.31	0.30	0.20	0.14	0.11	0.11	0.09	0.12	0.13
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.14	0.15	0.18	0.17	0.17	0.18	0.17
Ca	0.27	0.29	0.31	0.30	0.31	0.28	0.28	0.30	0.29	0.25	0.26	0.25	0.25	0.21	0.16	0.17	0.17	0.16	0.15
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.95	7.96	7.98	7.96	7.95	7.96	7.95	7.96	7.97	7.98	7.96	7.97	7.94	7.94	7.94	7.93	7.90	7.91	7.91
100Fe/(Fe+Mg)	95.11	94.59	95.07	95.00	94.37	95.02	95.00	94.98	95.07	94.81	94.83	94.54	94.24	94.05	93.08	93.33	93.33	92.83	93.23
Xalm	74.05	72.16	71.86	71.82	69.79	72.66	72.07	71.72	72.35	74.49	76.12	76.79	79.51	82.58	84.32	84.10	84.70	83.51	83.87
Xsps	12.80	13.75	13.90	14.09	15.28	13.84	14.48	14.14	13.99	12.93	10.73	10.24	6.94	4.88	3.83	3.89	3.20	4.30	4.66
Xprp	3.81	4.12	3.73	3.78	4.17	3.81	3.79	3.79	3.75	4.08	4.15	4.44	4.86	5.23	6.27	6.01	6.05	6.45	6.09
Xhrs	9.34	9.97	10.51	10.31	10.76	9.69	9.66	10.34	9.90	8.50	9.00	8.53	8.68	7.32	5.57	6.01	6.05	5.73	5.38

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	61003	61004	61005	61006	61007	61008	61009	61010	61011	61012	61013	61014	61015	61016	61017	61018	61019	61020	61021
SiO ₂	37.00	37.35	36.95	36.75	36.60	36.78	36.39	37.06	37.40	37.57	37.11	37.27	36.91	37.26	37.22	37.27	37.44	36.71	36.98
TiO ₂	0.12	0.08	0.05	0.09	0.14	0.14	0.16	0.06	0.07	0.08	0.06	0.04	0.05	0.03	0.01	0.05	0.04	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	21.19	21.46	21.31	21.59	21.11	21.35	21.68	21.49	21.25	21.64	21.34	21.26	21.35	21.18	21.57	21.36	21.33	21.39	20.88
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.00
FeO	33.94	33.17	32.22	31.37	31.06	30.31	28.95	29.59	29.66	29.67	28.43	29.31	28.13	28.86	28.84	28.75	29.94	29.08	30.31
MnO	2.52	3.27	4.28	5.24	5.58	6.09	6.10	6.80	6.93	7.15	7.36	7.29	7.35	6.92	7.39	7.52	7.11	7.38	6.67
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.02	0.00	0.06	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	1.34	1.24	1.20	0.95	0.93	0.84	0.82	0.90	0.83	0.85	0.80	0.80	0.82	0.82	0.86	0.83	0.83	0.81	0.83
CaO	2.32	2.67	3.01	3.35	3.58	3.64	3.95	3.53	2.75	3.63	3.53	3.41	3.44	3.28	3.01	3.56	3.49	3.48	3.40
Na ₂ O	0.00	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	98.44	99.31	99.06	99.35	98.98	99.25	98.11	99.46	98.93	100.68	98.69	99.42	98.11	98.35	98.95	99.38	100.21	99.01	99.22
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.03	3.03	3.01	2.99	2.99	3.00	2.99	3.01	3.05	3.01	3.03	3.03	3.03	3.05	3.03	3.02	3.02	3.00	3.02
Ti	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	2.04	2.05	2.05	2.07	2.04	2.05	2.10	2.06	2.04	2.05	2.05	2.04	2.06	2.04	2.07	2.04	2.03	2.06	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.32	2.25	2.20	2.13	2.13	2.07	1.99	2.01	2.02	1.99	1.94	1.99	1.93	1.97	1.96	1.95	2.02	1.99	2.07
Mn	0.17	0.22	0.30	0.36	0.39	0.42	0.42	0.47	0.48	0.49	0.51	0.50	0.51	0.48	0.51	0.52	0.49	0.51	0.46
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.16	0.15	0.15	0.12	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
Ca	0.20	0.23	0.26	0.29	0.31	0.32	0.35	0.31	0.24	0.31	0.31	0.30	0.30	0.29	0.26	0.31	0.30	0.30	0.30
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.93	7.95	7.97	7.97	7.98	7.98	7.96	7.97	7.93	7.95	7.94	7.96	7.93	7.93	7.93	7.94	7.96	7.97	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	93.55	93.75	93.62	94.67	95.09	95.39	95.22	94.81	95.28	95.22	95.10	95.22	95.07	95.17	95.15	95.12	95.28	95.22	95.39
Xalm	81.40	78.95	75.60	73.45	72.45	71.13	69.58	69.31	71.13	68.86	67.83	68.86	67.96	69.37	69.26	67.71	69.42	68.62	70.65
Xsps	5.96	7.72	10.31	12.41	13.27	14.43	14.69	16.21	16.90	16.96	17.83	17.30	17.96	16.90	18.02	18.06	16.84	17.59	15.70
Xprp	5.61	5.26	5.15	4.14	3.74	3.44	3.50	3.79	3.52	3.46	3.50	3.46	3.52	3.52	3.53	3.47	3.44	3.45	3.41
Xgrs	7.02	8.07	8.93	10.00	10.54	11.00	12.24	10.69	8.45	10.73	10.84	10.38	10.56	10.21	9.19	10.76	10.31	10.34	10.24

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate												4a									
	1a												70101r									
	61022	61023	61024	61025	61026	61027	61028	61029	61030	61031	61032r	70101r	70102	70103	70104	70105	70106	70107	70108			
SiO ₂	37.05	36.46	36.80	37.51	36.90	36.93	36.88	37.37	36.90	36.95	37.08	38.49	38.28	38.90	37.43	39.30	38.53	38.44	38.29			
TiO ₂	0.09	0.07	0.05	0.05	0.12	0.04	0.01	0.03	0.04	0.00	0.08	0.01	0.03	0.03	0.02	0.05	0.07	0.08	0.05			
Al ₂ O ₃	21.09	21.53	21.07	21.05	21.11	21.40	21.41	21.06	21.43	21.50	21.28	21.73	21.62	21.56	21.50	21.60	21.18	21.42	21.49			
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.03	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00			
FeO	29.44	30.98	30.18	31.53	31.51	32.72	33.32	34.64	35.06	35.45	35.14	35.81	35.43	34.62	35.10	33.92	33.22	32.18	31.69			
MnO	6.61	6.21	6.08	5.87	4.94	3.83	3.07	2.48	1.86	1.56	1.48	0.74	0.92	1.24	1.81	2.80	3.43	4.53	4.53			
NiO	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.04	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01			
MgO	0.88	0.89	0.91	0.91	1.08	1.09	1.25	1.33	1.43	1.52	1.52	2.18	2.06	1.93	1.87	1.62	1.50	1.49	1.41			
CaO	3.28	3.35	3.82	3.10	3.29	2.96	2.72	2.08	1.83	1.91	1.87	2.02	1.98	2.04	2.34	2.30	2.57	2.49	2.63			
Na ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04	0.01	0.03	0.01			
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Total	98.46	99.54	98.93	100.08	98.99	99.03	98.71	99.03	98.69	98.88	98.51	100.99	100.32	100.39	100.11	101.67	100.51	100.67	100.13			
Cationes en base a 12 oxigenos																						
Si	3.03	2.97	3.01	3.03	3.01	3.01	3.01	3.04	3.01	3.01	3.03	3.05	3.05	3.09	3.01	3.09	3.08	3.06	3.06			
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Al	2.03	2.07	2.03	2.01	2.03	2.06	2.06	2.02	2.06	2.07	2.05	2.03	2.03	2.02	2.04	2.00	1.99	2.01	2.03			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Fe ²⁺ (t)	2.02	2.11	2.06	2.13	2.15	2.23	2.28	2.36	2.40	2.42	2.40	2.37	2.36	2.30	2.36	2.23	2.22	2.15	2.12			
Mn	0.46	0.43	0.42	0.40	0.34	0.26	0.21	0.17	0.13	0.11	0.10	0.05	0.06	0.08	0.12	0.19	0.23	0.31	0.31			
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Mg	0.11	0.11	0.11	0.11	0.13	0.13	0.15	0.16	0.17	0.18	0.18	0.26	0.24	0.23	0.22	0.19	0.18	0.18	0.17			
Ca	0.29	0.29	0.33	0.27	0.29	0.26	0.24	0.18	0.16	0.17	0.16	0.17	0.17	0.17	0.20	0.19	0.22	0.21	0.23			
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00			
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Total	7.95	7.98	7.96	7.95	7.97	7.95	7.95	7.93	7.93	7.96	7.93	7.93	7.91	7.90	7.95	7.90	7.92	7.93	7.92			
100Fe/(Fe+Mg)	94.84	95.05	94.93	95.09	94.30	94.49	93.83	93.65	93.39	93.08	93.02	90.11	90.77	90.91	91.47	92.15	92.50	92.27	92.58			
Xalm	70.14	71.77	70.55	73.20	73.88	77.43	79.17	82.23	83.92	84.03	84.51	83.16	83.39	82.73	81.38	79.64	77.89	75.44	74.91			
Xsps	15.97	14.63	14.38	13.75	11.68	9.03	7.29	5.92	4.55	3.82	3.52	1.75	2.12	2.88	4.14	6.79	8.07	10.88	10.95			
Xprp	3.82	3.74	3.77	3.78	4.47	4.51	5.21	5.57	5.94	6.25	6.34	9.12	8.48	8.27	7.59	6.79	6.32	6.32	6.01			
Xgrs	10.07	9.86	11.30	9.28	9.97	9.03	8.33	6.27	5.59	5.90	5.63	5.96	6.01	6.12	6.90	6.79	7.72	7.37	8.13			

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	4a																		
	70109	70110	70111	70112	70113	70114	70115	70116	70117	70118	70119	70120	70121	70122	70123	70124	70125	70126	70127
SiO ₂	38.39	38.26	38.65	38.57	38.90	38.05	38.33	38.35	38.71	38.46	38.66	38.78	38.32	38.47	38.82	38.55	38.22	38.93	38.66
TiO ₂	0.05	0.06	0.07	0.09	0.05	0.04	0.07	0.06	0.04	0.06	0.03	0.06	0.09	0.09	0.08	0.06	0.09	0.08	0.06
Al ₂ O ₃	21.35	21.41	21.23	21.08	21.68	21.36	21.27	21.66	21.29	21.09	21.59	21.43	21.56	21.59	21.67	21.72	21.73	21.44	21.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01
FeO	31.50	30.91	31.09	29.61	30.15	30.01	29.98	29.47	29.97	30.43	29.34	30.00	29.38	30.24	30.56	30.93	31.19	31.22	31.26
MnO	4.66	4.96	5.68	6.05	5.73	6.07	6.17	6.43	6.97	6.24	7.14	6.62	5.64	6.30	6.17	6.00	5.74	5.19	4.88
NiO	0.08	0.00	0.03	0.03	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00
MgO	1.39	1.40	1.50	1.34	1.34	1.30	1.29	1.26	1.29	1.22	1.23	1.22	1.21	1.39	1.26	1.31	1.40	1.41	1.42
CaO	2.53	2.36	2.42	2.23	2.40	2.35	2.39	2.16	2.38	2.51	2.36	2.48	2.31	2.39	2.16	2.26	2.19	2.55	2.66
Na ₂ O	0.05	0.04	0.02	0.03	0.08	0.03	0.06	0.06	0.06	0.11	0.05	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.06	0.00	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.99	99.40	100.70	99.04	100.42	99.21	99.56	99.46	100.71	100.22	100.41	100.64	98.62	100.54	100.79	100.98	100.63	100.83	100.30
Cationes en base a 12 oxígenos																			
Si	3.08	3.08	3.08	3.11	3.09	3.07	3.08	3.08	3.08	3.08	3.08	3.09	3.09	3.07	3.08	3.06	3.05	3.09	3.08
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.02	2.03	1.99	2.00	2.03	2.03	2.02	2.05	2.00	1.99	2.03	2.01	2.05	2.03	2.03	2.03	2.04	2.01	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.11	2.08	2.07	2.00	2.00	2.03	2.02	1.98	2.00	2.04	1.96	2.00	1.98	2.02	2.03	2.05	2.08	2.07	2.09
Mn	0.32	0.34	0.38	0.41	0.39	0.42	0.42	0.44	0.47	0.42	0.48	0.45	0.39	0.43	0.41	0.40	0.39	0.35	0.33
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.17	0.17	0.18	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15	0.14	0.15	0.17	0.15	0.16	0.17	0.17	0.17
Ca	0.22	0.20	0.21	0.19	0.20	0.20	0.21	0.19	0.20	0.22	0.20	0.21	0.20	0.20	0.18	0.19	0.19	0.22	0.23
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.94	7.91	7.91	7.88	7.88	7.91	7.91	7.90	7.91	7.92	7.91	7.91	7.88	7.94	7.89	7.91	7.94	7.91	7.90
100Fe/(Fe+Mg)	92.54	92.44	92.00	92.59	92.59	92.69	93.09	92.96	93.02	93.15	92.89	93.46	92.96	92.24	93.12	92.76	92.44	92.41	92.48
Xalm	74.82	74.55	72.89	72.46	72.73	72.24	72.14	71.74	70.92	72.08	70.25	71.43	72.79	71.63	73.29	73.21	73.50	73.67	74.11
Xsps	11.35	12.19	13.38	14.86	14.18	14.95	15.00	15.94	16.67	14.84	17.20	16.07	14.34	15.25	14.80	14.29	13.78	12.46	11.70
Xprp	6.03	6.09	6.34	5.80	5.82	5.69	5.36	5.43	5.32	5.30	5.38	5.00	5.51	6.03	5.42	5.71	6.01	6.05	6.03
Xgrs	7.80	7.17	7.39	6.88	7.27	7.12	7.50	6.88	7.09	7.77	7.17	7.50	7.35	7.09	6.50	6.79	6.71	7.83	8.16

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	4a								Zona del granate											
	70128	70129	70130	70131	70132	70133	70134r	80101r	80102	80103	80104	80105	80106	80107	80108	80109	80110	80111	80112	
SiO ₂	38.39	38.28	38.39	38.45	38.87	39.19	39.30	37.56	37.53	37.41	37.57	37.81	37.71	37.69	37.75	37.42	36.86	37.62	37.84	
TiO ₂	0.12	0.08	0.02	0.03	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.07	0.13	0.05	0.06	0.14	0.15	0.13	0.09	0.12	0.16	
Al ₂ O ₃	21.59	21.81	21.31	21.22	21.49	21.21	21.24	21.12	21.44	21.45	21.22	21.56	21.57	21.33	20.80	21.73	21.22	21.48	21.40	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.04	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.06	0.02	0.02	0.04	0.04	0.00	0.04	0.01	0.05	0.05	0.05	
FeO	32.60	32.86	32.91	32.22	34.36	34.28	34.05	33.65	33.92	33.14	31.91	31.26	31.17	30.40	30.33	29.84	29.99	29.29	29.46	
MnO	4.03	3.52	2.65	2.12	1.66	1.22	1.04	0.22	0.50	0.98	1.59	2.39	2.68	3.00	3.34	3.93	4.17	4.18	5.03	
NiO	0.00	0.01	0.03	0.00	0.04	0.08	0.02	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	
MgO	1.54	1.55	1.70	1.78	1.85	1.87	1.71	1.30	1.31	1.09	1.06	0.95	0.94	0.97	0.90	0.85	0.84	0.85	0.87	
CaO	2.58	2.60	2.44	2.41	2.17	2.19	1.83	5.30	4.93	5.82	6.02	6.41	6.42	6.48	6.60	6.37	6.70	6.60	6.43	
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
Total	100.84	100.73	99.50	98.28	100.50	100.14	99.24	99.22	99.76	100.07	99.56	100.52	100.59	100.00	99.92	100.28	99.94	100.19	101.27	
Cationes en base a 12 oxigenos																				
Si	3.05	3.05	3.08	3.11	3.09	3.12	3.14	3.03	3.02	3.01	3.03	3.02	3.01	3.02	3.04	3.00	2.98	3.01	3.01	
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
Al	2.02	2.05	2.02	2.02	2.01	1.99	2.00	2.01	2.03	2.03	2.01	2.03	2.03	2.02	1.97	2.05	2.02	2.03	2.01	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺ (t)	2.17	2.19	2.21	2.18	2.28	2.28	2.28	2.27	2.28	2.23	2.15	2.09	2.08	2.04	2.04	2.00	2.03	1.96	1.96	
Mn	0.27	0.24	0.18	0.14	0.11	0.08	0.07	0.01	0.03	0.07	0.11	0.16	0.18	0.20	0.23	0.27	0.29	0.28	0.34	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.18	0.18	0.20	0.21	0.22	0.22	0.20	0.16	0.16	0.13	0.13	0.11	0.11	0.12	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	
Ca	0.22	0.22	0.21	0.21	0.18	0.19	0.16	0.46	0.42	0.50	0.52	0.55	0.55	0.56	0.57	0.55	0.58	0.57	0.55	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.92	7.93	7.90	7.87	7.89	7.89	7.85	7.94	7.94	7.97	7.96	7.97	7.96	7.97	7.97	7.98	8.01	7.96	7.98	
100Fe/(Fe+Mg)	92.34	92.41	91.70	91.21	91.20	91.20	91.94	93.42	93.44	94.49	94.30	95.00	94.98	94.44	94.88	95.24	95.31	95.15	95.15	
Xalm	76.41	77.39	78.93	79.56	81.72	82.31	84.13	78.28	78.89	76.11	73.88	71.82	71.23	69.86	69.15	68.49	67.67	67.35	66.44	
Xsps	9.51	8.48	6.43	5.11	3.94	2.89	2.58	0.34	1.04	2.39	3.78	5.50	6.16	6.85	7.80	9.25	9.67	9.62	11.53	
Xprp	6.34	6.36	7.14	7.66	7.89	7.94	7.38	5.52	5.54	4.44	4.47	3.78	3.77	4.11	3.73	3.42	3.33	3.44	3.39	
Xgrs	7.75	7.77	7.50	7.66	6.45	6.86	5.90	15.86	14.53	17.06	17.87	18.90	18.84	19.18	19.32	18.84	19.33	19.59	18.64	

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																			
	1a																			
	80113	80114	80115	80116	80117	80118	80119	80120	80121	80122	80123	80124	80125	80126	80127	80128	80129	80130	80131	
SiO ₂	37.31	37.25	36.58	37.29	37.60	37.51	37.26	37.71	37.54	37.61	37.98	37.99	37.40	37.81	37.83	37.72	37.64	37.08	37.11	
TiO ₂	0.17	0.13	0.15	0.11	0.12	0.13	0.13	0.09	0.13	0.10	0.09	0.08	0.10	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.03	
Al ₂ O ₃	21.28	21.31	21.55	21.61	21.41	21.37	21.14	21.30	21.37	21.24	21.27	21.28	21.41	21.47	21.36	21.42	21.33	21.38	21.67	
Cr ₂ O ₃	0.02	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.04	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03	0.03	0.00	0.05	0.02	
FeO	27.69	27.72	28.67	27.79	28.05	28.17	28.88	28.74	29.29	29.30	29.55	30.53	31.10	31.71	32.60	32.58	33.45	33.81	33.87	
MnO	5.02	5.68	5.13	5.99	5.99	6.15	5.68	4.83	4.63	3.72	3.21	2.85	2.45	2.07	1.53	1.15	0.86	0.51	0.22	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	
MgO	0.82	0.77	0.79	0.83	0.77	0.78	0.81	0.88	0.86	0.82	0.83	0.91	0.94	1.05	1.09	1.14	1.23	1.28	1.34	
CaO	6.53	6.31	6.01	6.30	6.29	6.11	6.38	6.84	6.41	6.62	6.19	6.20	6.29	5.84	6.05	6.14	5.59	5.53	5.34	
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	
K ₂ O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	
Total	98.86	99.22	98.90	99.99	100.25	100.31	100.32	100.50	100.29	99.43	99.14	99.84	99.76	100.03	100.59	100.29	100.20	99.73	99.66	
Cationes en base a 12 oxigenos																				
Si	3.02	3.01	2.98	3.00	3.01	3.01	3.00	3.01	3.01	3.03	3.06	3.05	3.01	3.03	3.02	3.02	3.02	2.99	2.99	
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	
Al	2.03	2.03	2.07	2.05	2.02	2.02	2.01	2.01	2.02	2.02	2.02	2.01	2.03	2.03	2.01	2.02	2.02	2.03	2.06	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺ (t)	1.88	1.88	1.95	1.87	1.88	1.89	1.94	1.92	1.96	1.97	1.99	2.05	2.09	2.12	2.18	2.18	2.24	2.28	2.28	
Mn	0.34	0.39	0.35	0.41	0.41	0.42	0.39	0.33	0.31	0.25	0.22	0.19	0.17	0.14	0.10	0.08	0.06	0.04	0.02	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.10	0.09	0.10	0.10	0.09	0.09	0.10	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.13	0.13	0.14	0.15	0.15	0.16	
Ca	0.57	0.55	0.52	0.54	0.54	0.53	0.55	0.59	0.55	0.57	0.53	0.53	0.54	0.50	0.52	0.53	0.48	0.48	0.46	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.95	7.96	7.98	7.98	7.96	7.97	8.00	7.99	7.96	7.95	7.93	7.94	7.96	7.95	7.97	7.97	7.98	7.97	7.97	
100Fe/(Fe+Mg)	94.95	95.43	95.12	94.92	95.43	95.45	95.10	94.58	95.15	95.17	95.22	94.91	95.00	94.22	94.37	93.97	93.72	93.83	93.44	
Xalm	65.05	64.60	66.78	64.04	64.38	64.51	65.10	65.08	67.12	68.17	70.07	71.18	71.82	73.36	74.40	74.40	76.45	77.29	78.08	
Xsps	11.76	13.40	11.99	14.04	14.04	14.33	13.09	11.19	10.62	8.65	7.75	6.60	5.84	4.84	3.41	2.73	2.05	1.36	0.68	
Xprp	3.46	3.09	3.42	3.42	3.08	3.07	3.36	3.73	3.42	3.46	3.52	3.82	3.78	4.50	4.44	4.78	5.12	5.08	5.48	
Xgrs	19.72	18.90	17.81	18.49	18.49	18.09	18.46	20.00	18.84	19.72	18.66	18.40	18.56	17.30	17.75	18.09	16.38	16.27	15.75	

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	1a				1a														
	80132	80133	80134r	80901r	80902	80903	80904	80905	80906	80907	80908	80909	80910	80911	80912	80913	80914	80915	80916
SiO ₂	37.36	37.90	37.70	37.54	37.74	37.62	37.56	37.37	37.64	37.14	37.32	37.47	37.38	37.46	37.84	37.71	38.23	36.86	37.94
TiO ₂	0.07	0.09	0.10	0.09	0.11	0.07	0.05	0.07	0.04	0.05	0.04	0.12	0.06	0.12	0.12	0.08	0.13	0.09	0.12
Al ₂ O ₃	21.54	21.96	21.76	21.90	21.61	21.49	21.64	21.34	21.45	21.53	21.32	21.37	21.23	21.40	21.38	20.84	21.72	21.26	21.61
Cr ₂ O ₃	0.06	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	0.03	0.00	0.07	0.05	0.03	0.04	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01	0.06	0.03
FeO	34.08	34.38	33.39	33.54	33.79	33.26	32.98	33.14	32.97	32.41	32.16	30.37	30.83	30.63	29.32	28.87	29.32	28.57	28.81
MnO	0.27	0.12	0.14	0.13	0.15	0.16	0.33	0.44	0.62	1.19	1.70	1.98	2.64	2.82	3.15	3.65	3.56	4.08	4.62
NiO	0.07	0.00	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.09	0.01	0.04	0.00	0.03	0.00	0.06	0.00
MgO	1.47	1.50	1.52	1.70	1.52	1.42	1.35	1.31	1.14	1.14	0.98	1.00	0.92	0.84	0.91	0.92	0.83	0.87	0.78
CaO	4.91	5.09	5.15	4.90	5.07	5.34	5.30	5.85	6.00	5.89	6.02	6.51	6.55	6.37	6.34	6.54	6.63	6.46	6.83
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.82	101.11	99.77	99.79	100.06	99.46	99.23	99.52	99.94	99.40	99.67	98.96	99.62	99.69	99.08	98.66	100.43	98.36	100.75
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.00	3.00	3.02	3.01	3.02	3.02	3.02	3.01	3.02	3.00	3.01	3.03	3.01	3.02	3.05	3.06	3.04	3.01	3.02
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	2.04	2.05	2.05	2.07	2.04	2.04	2.05	2.03	2.03	2.05	2.03	2.03	2.02	2.03	2.03	1.99	2.04	2.04	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.29	2.28	2.24	2.25	2.26	2.24	2.22	2.23	2.21	2.19	2.17	2.05	2.08	2.06	1.97	1.96	1.95	1.95	1.92
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.03	0.04	0.08	0.12	0.14	0.18	0.19	0.21	0.25	0.24	0.28	0.31
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.18	0.18	0.18	0.20	0.18	0.17	0.16	0.16	0.14	0.14	0.12	0.12	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.09
Ca	0.42	0.43	0.44	0.42	0.43	0.46	0.46	0.51	0.52	0.51	0.52	0.56	0.57	0.55	0.55	0.57	0.56	0.56	0.58
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.95	7.96	7.95	7.97	7.95	7.95	7.93	7.97	7.96	7.97	7.98	7.95	7.97	7.96	7.93	7.95	7.94	7.97	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	92.71	92.68	92.56	91.84	92.62	92.95	93.28	93.31	94.04	93.99	94.76	94.47	94.98	95.37	94.71	94.69	95.12	94.66	95.52
Xalm	78.69	78.62	78.05	78.13	78.47	77.78	77.62	76.11	75.95	75.00	74.06	71.43	70.75	71.03	69.37	67.82	68.42	67.24	66.21
Xsps	0.69	0.34	0.35	0.35	0.35	0.35	0.70	1.02	1.37	2.74	4.10	4.88	6.12	6.55	7.39	8.65	8.42	9.66	10.69
Xprp	6.19	6.21	6.27	6.94	6.25	5.90	5.59	5.46	4.81	4.79	4.10	4.18	3.74	3.45	3.87	3.81	3.51	3.79	3.10
Xgrs	14.43	14.83	15.33	14.58	14.93	15.97	16.08	17.41	17.87	17.47	17.75	19.51	19.39	18.97	19.37	19.72	19.65	19.31	20.00

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																	
	1a																	
	80917	80918	80919	80920	80921	80922	80923	80924	80925	80926	80927	80928	80929	80930	80931	80932	80933	80934r
SiO ₂	37.25	37.70	37.43	38.05	37.90	37.93	37.40	37.40	37.71	37.61	37.81	37.51	37.65	37.88	37.25	37.28	38.00	37.97
TiO ₂	0.14	0.10	0.12	0.12	0.11	0.15	0.08	0.10	0.05	0.07	0.08	0.10	0.05	0.08	0.07	0.04	0.05	0.09
Al ₂ O ₃	21.31	21.23	21.23	21.10	21.72	21.15	21.42	21.21	21.30	21.15	21.03	21.12	21.27	21.29	21.16	21.23	21.36	21.03
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.02	0.05	0.07	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.04	0.06	0.00	0.03	0.04	0.04	0.00	0.02
FeO	28.15	28.06	28.32	28.43	28.98	29.43	29.36	30.04	30.13	30.89	31.09	31.20	31.02	32.11	32.38	33.11	33.63	33.61
MnO	5.16	5.18	4.98	3.89	4.45	4.34	4.29	3.27	3.00	2.86	2.60	2.12	1.66	1.08	0.70	0.30	0.19	0.14
NiO	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02
MgO	0.73	0.77	0.76	0.70	0.79	0.80	0.84	0.79	0.85	0.92	0.94	0.96	1.00	1.08	1.18	1.38	1.31	1.51
CaO	6.64	6.61	6.31	6.64	6.54	6.62	6.53	6.35	6.39	6.30	6.05	6.37	6.03	5.56	5.59	5.08	4.49	4.99
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.37	99.76	99.18	99.01	100.55	100.43	99.96	99.19	99.47	99.83	99.67	99.50	98.75	99.14	98.39	98.46	99.06	99.40
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.01	3.03	3.03	3.07	3.02	3.03	3.01	3.03	3.04	3.03	3.04	3.02	3.05	3.05	3.03	3.03	3.06	3.05
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	2.03	2.01	2.02	2.00	2.04	1.99	2.03	2.02	2.02	2.01	2.00	2.01	2.03	2.02	2.03	2.03	2.03	1.99
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.90	1.89	1.92	1.92	1.93	1.97	1.97	2.03	2.03	2.08	2.09	2.10	2.10	2.16	2.20	2.25	2.27	2.26
Mn	0.35	0.35	0.34	0.27	0.30	0.29	0.29	0.22	0.20	0.19	0.18	0.14	0.11	0.07	0.05	0.02	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.14	0.17	0.16	0.18
Ca	0.58	0.57	0.55	0.57	0.56	0.57	0.56	0.55	0.55	0.54	0.52	0.55	0.52	0.48	0.49	0.44	0.39	0.43
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.95	7.96	7.92	7.95	7.96	7.96	7.96	7.94	7.96	7.94	7.95	7.93	7.91	7.94	7.94	7.92	7.93
100Fe/(Fe+Mg)	95.48	95.45	95.52	96.00	95.54	95.17	95.17	95.31	95.31	94.98	95.00	94.59	94.59	94.32	94.02	92.98	93.42	92.62
Xalm	65.07	65.17	66.21	67.61	67.01	67.24	67.47	70.00	70.49	71.23	72.07	72.16	73.68	76.06	76.39	78.13	80.21	78.47
Xsps	11.99	12.07	11.72	9.51	10.42	9.90	9.93	7.59	6.94	6.51	6.21	4.81	3.86	2.46	1.74	0.69	0.35	0.35
Xprp	3.08	3.10	3.10	2.82	3.13	3.41	3.42	3.45	3.47	3.77	3.79	4.12	4.21	4.58	4.86	5.90	5.65	6.25
Xgrs	19.86	19.66	18.97	20.07	19.44	19.45	19.18	18.97	19.10	18.49	17.93	18.90	18.25	16.90	17.01	15.28	13.78	14.93

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																	
	1a																	
	251001r	251002	251003	251004	251005	251006	251007	251008	251009	251010	251011	251012	251013	251014	251015	251016	251017	251018
SiO ₂	38.39	37.01	37.73	37.50	37.79	37.22	38.09	37.95	37.51	37.89	37.43	37.72	37.67	37.40	37.26	37.15	37.35	37.22
TiO ₂	0.03	0.03	0.04	0.02	0.00	0.07	0.09	0.07	0.05	0.02	0.02	0.04	0.02	0.05	0.08	0.02	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	22.43	22.20	22.41	22.55	22.06	22.65	22.92	22.24	22.60	21.93	22.33	22.48	22.04	22.57	22.77	22.65	22.12	22.63
Cr ₂ O ₃	0.07	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.00	0.03	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03
FeO	35.84	36.66	35.63	36.24	36.66	36.66	34.21	34.51	34.87	34.20	33.63	33.78	33.88	33.48	33.65	33.53	32.89	33.70
MnO	1.35	1.01	0.77	1.00	1.06	1.26	2.03	2.02	2.40	2.35	2.94	3.25	3.46	3.16	3.52	3.42	3.24	3.42
NiO	0.00	0.02	0.01	0.02	0.00	0.04	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00
MgO	2.80	3.03	2.92	3.04	2.98	2.90	2.54	2.52	2.49	2.46	2.42	2.29	2.30	2.30	2.37	2.33	2.35	2.44
CaO	0.52	0.46	0.57	0.65	0.73	0.97	1.95	1.93	1.85	1.68	1.74	1.72	1.61	1.76	1.71	1.56	1.70	1.77
Na ₂ O	0.02	0.02	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.03	0.06	0.02	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.45	100.44	100.13	101.07	101.32	101.79	101.91	101.29	101.85	100.64	100.53	101.42	101.10	100.81	101.47	100.70	99.73	101.26
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.02	2.96	3.00	2.97	2.99	2.94	2.98	3	2.96	3.02	2.98	2.98	2.99	2.97	2.95	2.96	3.00	2.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.08	2.09	2.1	2.11	2.06	2.11	2.12	2.07	2.1	2.06	2.1	2.1	2.06	2.12	2.13	2.13	2.09	2.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.36	2.45	2.37	2.4	2.43	2.42	2.24	2.28	2.3	2.28	2.24	2.24	2.25	2.23	2.23	2.24	2.21	2.24
Mn	0.09	0.07	0.05	0.07	0.07	0.08	0.13	0.13	0.16	0.16	0.2	0.22	0.23	0.21	0.24	0.23	0.22	0.23
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.33	0.36	0.35	0.36	0.35	0.34	0.3	0.30	0.29	0.29	0.29	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.29
Ca	0.04	0.04	0.05	0.06	0.06	0.08	0.16	0.16	0.16	0.14	0.15	0.15	0.14	0.15	0.14	0.13	0.15	0.15
Na	0.00	0	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.92	7.97	7.92	7.97	7.97	7.97	7.94	7.94	7.97	7.96	7.96	7.97	7.95	7.96	7.98	7.98	7.95	7.99
100Fe/(Fe+Mg)	87.73	87.19	87.13	86.96	87.41	87.68	88.19	88.37	88.80	88.72	88.54	89.24	89.29	89.20	88.84	88.89	88.76	88.54
Xalm	83.69	83.90	84.04	83.04	83.51	82.88	79.15	79.44	79.04	79.44	77.78	77.78	77.85	77.97	77.16	77.78	77.27	76.98
Xsps	3.19	2.40	1.77	2.42	2.41	2.74	4.59	4.53	5.50	5.57	6.94	7.64	7.96	7.34	8.30	7.99	7.69	7.90
Xprp	11.70	12.33	12.41	12.46	12.03	11.64	10.60	10.45	9.97	10.10	10.07	9.38	9.34	9.44	9.69	9.72	9.79	9.97
Xgrs	1.42	1.37	1.77	2.08	2.06	2.74	5.65	5.57	5.50	4.88	5.21	5.21	4.84	5.24	4.84	4.51	5.24	5.15

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	1a																		
	251019	251020	251021c	251022	251023	251024	251025	251026	251027	251028	251029	251030	251031	251032	251033	251034	251035	251036	
SiO ₂	37.75	36.74	37.50	37.63	37.62	37.95	37.43	37.46	37.65	37.01	37.69	37.52	37.89	37.65	38.65	38.22	37.60	36.81	
TiO ₂	0.02	0.07	0.01	0.04	0.00	0.60	0.06	0.08	0.03	0.07	0.04	0.07	0.07	0.00	0.10	0.11	0.06	0.08	
Al ₂ O ₃	22.31	22.10	22.70	21.91	22.69	22.00	22.28	22.53	22.62	22.67	22.34	22.06	21.89	22.60	21.60	22.08	22.42	22.55	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	
FeO	33.38	33.90	33.66	34.11	34.20	34.24	34.81	33.84	33.95	34.93	34.47	34.71	34.39	35.14	34.67	35.02	34.65	34.75	
MnO	3.45	3.47	3.13	2.74	2.83	2.60	2.72	2.53	2.67	2.57	2.36	2.18	2.08	1.84	1.98	1.92	1.74	1.50	
NiO	0.00	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	
MgO	2.28	2.40	2.17	2.36	2.41	2.40	2.50	2.51	2.54	2.51	2.44	2.54	2.44	2.47	2.40	2.63	2.66	2.76	
CaO	1.83	1.80	1.83	1.86	1.59	1.44	1.53	1.65	1.78	1.53	1.24	1.54	1.61	1.59	1.57	1.59	1.85	1.79	
Na ₂ O	0.00	0.07	0.05	0.02	0.04	0.04	0.03	0.05	0.06	0.04	0.05	0.02	0.03	0.05	0.02	0.05	0.03	0.01	
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	
Total	101.02	100.56	101.10	100.68	101.39	101.30	101.39	100.66	101.31	101.36	100.66	100.64	100.43	101.39	101.02	101.66	101.02	100.27	
Cationes en base a 12 oxígenos																			
Si	3.00	2.95	2.97	3.00	2.97	3.00	2.97	2.98	2.98	2.94	3.00	2.99	3.02	2.98	3.06	3.01	2.98	2.94	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
Al	2.09	2.09	2.12	2.06	2.11	2.05	2.08	2.11	2.11	2.12	2.10	2.07	2.06	2.11	2.01	2.05	2.09	2.13	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺ (t)	2.22	2.28	2.23	2.28	2.26	2.26	2.31	2.25	2.24	2.32	2.29	2.31	2.29	2.32	2.29	2.31	2.30	2.33	
Mn	0.23	0.24	0.21	0.18	0.19	0.17	0.18	0.17	0.18	0.17	0.16	0.15	0.14	0.12	0.13	0.13	0.12	0.10	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.27	0.29	0.26	0.28	0.28	0.28	0.30	0.30	0.30	0.30	0.29	0.3	0.29	0.29	0.28	0.31	0.31	0.33	
Ca	0.16	0.15	0.16	0.16	0.13	0.12	0.13	0.14	0.15	0.13	0.11	0.13	0.14	0.13	0.13	0.13	0.16	0.15	
Na	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.97	8.01	7.96	7.96	7.95	7.93	7.98	7.96	7.97	7.99	7.96	7.95	7.94	7.96	7.91	7.96	7.97	7.98	
100Fe/(Fe+Mg)	89.16	88.72	89.56	89.06	88.98	88.98	88.51	88.24	88.19	88.55	88.76	88.51	88.76	88.89	89.11	88.17	88.12	87.59	
Xalm	77.08	77.03	77.97	78.62	79.02	79.86	79.11	78.67	78.05	79.45	80.35	79.93	80.07	81.12	80.92	80.21	79.58	80.07	
Xsps	7.99	8.11	7.34	6.21	6.64	6.01	6.16	5.94	6.27	5.82	5.61	5.19	4.90	4.20	4.59	4.51	4.15	3.44	
Xprp	9.38	9.80	9.09	9.66	9.79	9.89	10.27	10.49	10.45	10.27	10.18	10.38	10.14	10.14	9.89	10.76	10.73	11.34	
Xgrs	5.56	5.07	5.59	5.52	4.55	4.24	4.45	4.90	5.23	4.45	3.86	4.50	4.90	4.55	4.59	4.51	5.54	5.15	

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Zona del granate																		
1a																		
1a																		
Tipo textural	251037	251038	251039	251040	251041	251042r	260101r	260102	260103	260104	260105	260106	260107	260108	260109	260110	260111	260112
SiO ₂	37.67	38.07	38.44	38.27	38.90	37.94	37.33	37.07	37.33	38.32	37.78	38.13	36.97	37.41	37.32	37.57	37.65	36.55
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.03	0.03	0.06	0.04	0.10	0.05	0.05	0.07	0.11	0.11	0.09	0.09	0.06
Al ₂ O ₃	22.30	22.49	22.40	22.31	22.23	22.43	22.80	20.83	22.62	21.04	22.33	21.14	22.18	22.66	21.93	22.26	22.40	21.90
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.08	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00
FeO	35.02	35.25	35.93	36.58	36.09	35.38	37.13	36.52	36.11	35.57	35.69	35.06	35.14	34.64	33.71	33.37	33.96	33.06
MnO	1.30	1.24	1.18	1.10	1.16	1.50	1.03	1.16	1.51	1.72	2.06	2.37	2.72	3.24	3.43	3.68	3.54	3.72
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
MgO	2.79	2.88	2.97	2.96	2.71	2.85	1.55	1.48	1.61	1.64	1.57	1.45	1.26	1.37	1.41	1.23	1.20	1.31
CaO	1.73	0.98	0.62	0.54	0.46	0.52	1.80	1.97	2.21	2.14	2.29	2.35	2.74	2.66	2.69	2.79	2.76	2.64
Na ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.04	0.05	0.07	0.02	0.03	0.02	0.00	0.02	0.04	0.06	0.04	0.06	0.08
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.83	100.93	101.61	101.84	101.57	100.70	101.75	99.22	101.55	100.58	101.81	100.57	101.18	102.13	100.69	101.06	101.66	99.32
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	2.99	3.01	3.02	3.01	3.05	3.01	2.96	3.03	2.96	3.06	2.99	3.06	2.96	2.96	2.99	2.99	2.99	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
Al	2.09	2.10	2.07	2.07	2.06	2.10	2.13	2.00	2.12	1.98	2.08	2.00	2.09	2.11	2.07	2.09	2.09	2.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.32	2.33	2.36	2.40	2.37	2.35	2.46	2.49	2.40	2.38	2.36	2.35	2.35	2.29	2.26	2.22	2.25	2.25
Mn	0.09	0.08	0.08	0.07	0.08	0.10	0.07	0.08	0.10	0.12	0.14	0.16	0.18	0.22	0.23	0.25	0.24	0.26
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.33	0.34	0.35	0.35	0.32	0.34	0.18	0.18	0.19	0.20	0.19	0.17	0.15	0.16	0.17	0.15	0.14	0.16
Ca	0.15	0.08	0.05	0.05	0.04	0.04	0.15	0.17	0.19	0.18	0.19	0.20	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.94	7.93	7.95	7.92	7.95	7.96	7.96	7.96	7.93	7.95	7.94	7.96	7.99	7.97	7.96	7.96	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	87.55	87.27	87.08	87.27	88.10	87.36	93.18	93.26	92.66	92.25	92.55	93.25	94.00	93.47	93.00	93.67	94.14	93.36
Xalm	80.28	82.33	83.10	83.62	84.34	83.04	86.01	85.27	83.33	82.64	81.94	81.60	80.76	78.97	78.20	77.62	78.67	77.59
Xsps	3.11	2.83	2.82	2.44	2.85	3.53	2.45	2.74	3.47	4.17	4.86	5.56	6.19	7.59	7.96	8.74	8.39	8.97
Xprp	11.42	12.01	12.32	12.20	11.39	12.01	6.29	6.16	6.60	6.94	6.60	5.90	5.15	5.52	5.88	5.24	4.90	5.52
Xgrs	5.19	2.83	1.76	1.74	1.42	1.41	5.24	5.82	6.60	6.25	6.60	6.94	7.90	7.93	7.96	8.39	8.04	7.93

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																	
	1a																	
	260113	260114	260115	260116	260117	260118	260119	260120c	260121	260122	260123	260124	260125	260126	260127	260128	260129	260130
SiO ₂	37.94	36.85	38.20	37.28	37.36	37.06	37.47	37.74	37.47	37.38	38.86	38.71	37.57	37.57	37.53	37.96	37.69	38.38
TiO ₂	0.05	0.05	0.04	0.09	0.44	0.07	0.07	0.01	0.10	0.00	0.09	0.04	0.06	0.09	0.05	0.04	0.10	0.09
Al ₂ O ₃	21.05	22.92	22.44	22.31	21.74	22.36	21.58	21.78	22.62	22.43	21.18	21.78	22.65	22.24	22.11	22.09	22.02	21.23
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.00	0.02
FeO	33.10	33.26	32.77	32.33	34.17	33.22	32.24	32.94	33.21	32.26	33.34	33.42	33.96	33.38	33.45	33.74	33.98	34.45
MnO	4.17	4.18	3.83	4.10	3.62	4.02	3.79	3.92	3.94	3.78	3.84	3.73	3.90	3.80	3.59	3.55	3.63	2.73
NiO	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.06	0.06	0.02	0.03	0.00	0.05	0.06	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.02
MgO	1.34	1.33	1.38	1.35	1.33	1.33	1.24	1.39	1.43	1.36	1.29	1.36	1.36	1.36	1.32	1.38	1.35	1.34
CaO	2.61	2.71	2.76	2.71	2.67	2.53	2.87	2.69	2.79	2.81	2.92	2.73	2.59	2.68	2.89	2.86	3.05	2.98
Na ₂ O	0.10	0.09	0.05	0.12	0.09	0.09	0.10	0.11	0.09	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.14	0.05	0.00	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.01	0.01
Total	100.38	101.40	101.50	100.32	101.43	100.78	99.42	100.64	101.68	100.09	101.66	101.91	102.20	101.28	101.17	101.69	101.83	101.26
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.05	2.94	3.02	2.99	2.98	2.97	3.03	3.02	2.97	3.00	3.07	3.05	2.97	2.99	2.99	3.01	2.99	3.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01
Al	1.99	2.15	2.09	2.11	2.04	2.11	2.06	2.05	2.11	2.12	1.98	2.02	2.11	2.09	2.08	2.06	2.06	1.99
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.22	2.22	2.17	2.17	2.28	2.22	2.18	2.20	2.20	2.16	2.21	2.20	2.24	2.22	2.23	2.24	2.25	2.29
Mn	0.28	0.28	0.26	0.28	0.24	0.27	0.26	0.27	0.26	0.26	0.26	0.25	0.26	0.26	0.24	0.24	0.24	0.18
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.17	0.17	0.16	0.15	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
Ca	0.22	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.25	0.23	0.24	0.24	0.25	0.23	0.22	0.23	0.25	0.24	0.26	0.25
Na	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.93	7.99	7.94	7.97	7.97	7.96	7.95	7.96	7.97	7.95	7.94	7.92	7.97	7.97	7.97	7.96	7.97	7.93
100Fe/(Fe+Mg)	93.28	93.28	93.13	93.13	93.44	93.28	93.56	92.83	92.83	93.10	93.64	93.22	93.33	93.28	93.31	93.33	93.36	93.47
Xalm	77.08	76.82	76.95	76.41	78.35	77.35	76.76	76.66	76.66	76.60	77.00	77.46	77.78	77.35	77.43	77.78	77.32	79.51
Xsps	9.72	9.69	9.22	9.86	8.25	9.41	9.15	9.41	9.06	9.22	9.06	8.80	9.03	9.06	8.33	8.33	8.25	6.25
Xprp	5.56	5.54	5.67	5.63	5.50	5.57	5.28	5.92	5.92	5.67	5.23	5.63	5.56	5.57	5.56	5.56	5.50	5.56
Xgrs	7.64	7.96	8.16	8.10	7.90	7.67	8.80	8.01	8.36	8.51	8.71	8.10	7.64	8.01	8.68	8.33	8.93	8.68

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

TABLA 04. Análisis químicos de granates tipo A de metamorfismos (continuación)																		
Tipo textural	Zona del granate										Zona de la estauroлита (1)							
	1a										3b							
	260131	260132	260133	260134	260135	260136	260137	260138	260139r	90101r	90102	90103	90104	90105	90106	90107	90108	90109
SiO ₂	37.53	36.83	36.62	37.49	37.56	37.22	37.89	37.66	38.73	37.56	37.82	37.68	38.07	37.01	37.89	38.09	38.28	38.43
TiO ₂	0.00	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.00	0.02	0.03	0.04	0.03	0.02	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03
Al ₂ O ₃	22.23	22.07	22.75	22.48	22.30	22.53	22.20	21.85	20.50	21.61	21.90	21.86	21.80	21.61	21.70	21.96	21.49	21.58
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
FeO	34.52	33.58	35.28	36.31	34.56	36.82	34.88	36.56	35.52	37.47	37.64	37.17	37.71	37.82	37.17	36.69	36.21	35.29
MnO	3.05	2.41	2.12	1.57	1.29	1.16	1.06	0.95	0.94	0.62	0.55	0.53	0.58	0.60	0.69	0.70	1.47	1.14
NiO	0.06	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.08	0.00	0.04	0.00	0.02	0.02	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	1.48	1.41	1.51	1.65	1.78	1.75	1.46	1.62	1.50	2.84	3.25	3.24	3.17	3.19	3.05	2.89	2.65	2.62
CaO	2.46	3.05	2.38	2.04	2.13	2.09	2.02	1.88	1.91	0.43	0.49	0.49	0.49	0.46	0.64	1.46	1.89	1.83
Na ₂ O	0.03	0.00	0.04	0.03	0.03	0.06	0.08	0.00	0.01	0.02	0.04	0.02	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	101.37	99.39	100.77	101.67	99.71	101.68	99.72	100.58	99.21	100.62	101.74	101.03	101.90	100.77	101.21	101.82	102.02	100.93
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	2.99	2.98	2.93	2.97	3.01	2.96	3.04	3.02	3.12	3.00	2.99	3.00	3.00	2.97	3.01	3.00	3.02	3.05
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.08	2.11	2.15	2.10	2.11	2.11	2.10	2.06	1.95	2.04	2.04	2.05	2.03	2.04	2.03	2.04	2.00	2.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.30	2.27	2.36	2.41	2.32	2.45	2.34	2.45	2.40	2.51	2.49	2.47	2.49	2.54	2.47	2.42	2.39	2.34
Mn	0.21	0.17	0.14	0.11	0.09	0.08	0.07	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.10	0.08
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.18	0.17	0.18	0.20	0.21	0.21	0.17	0.19	0.18	0.34	0.38	0.38	0.37	0.38	0.36	0.34	0.31	0.31
Ca	0.21	0.26	0.20	0.17	0.18	0.18	0.17	0.16	0.17	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.12	0.16	0.16
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.96	7.97	7.97	7.92	8.00	7.91	7.94	7.88	7.97	7.99	7.98	7.98	8.01	7.98	7.97	7.98	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	92.74	93.03	92.91	92.34	91.70	92.11	93.23	92.80	93.02	88.07	86.76	86.67	87.06	86.99	87.28	87.68	88.52	88.30
Xalm	79.31	79.09	81.94	83.39	82.86	83.90	85.09	85.66	85.41	85.67	84.41	84.30	84.69	84.67	84.30	82.59	80.74	80.97
Xsps	7.24	5.92	4.86	3.81	3.21	2.74	2.55	2.10	2.14	1.37	1.36	1.37	1.36	1.33	1.71	1.71	3.38	2.77
Xprp	6.21	5.92	6.25	6.92	7.50	7.19	6.18	6.64	6.41	11.60	12.88	12.97	12.59	12.67	12.29	11.60	10.47	10.73
Xgrs	7.24	9.06	6.94	5.88	6.43	6.16	6.18	5.59	6.05	1.37	1.36	1.37	1.36	1.33	1.11	4.10	5.41	5.54

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																	
	3b																	
	90110	90111	90112	90113	90114	90115	90116	90117	90118	90119	90120	90121	90122	90123	90124	90125	90126	90127
SiO ₂	37.51	38.07	37.62	36.64	37.28	37.29	37.74	37.83	37.02	37.44	37.71	37.29	38.19	37.78	37.69	37.36	37.87	37.87
TiO ₂	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.03	0.12	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00	0.09	0.04
Al ₂ O ₃	21.41	21.52	21.63	21.75	21.80	21.69	21.46	21.65	21.59	21.75	21.56	21.66	21.69	21.48	21.55	21.50	21.52	21.37
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	35.80	34.45	35.53	35.06	35.02	34.79	34.73	34.02	34.10	35.11	34.69	34.53	34.66	34.14	35.32	35.47	35.27	35.84
MnO	1.65	1.97	2.13	2.45	2.38	2.68	3.08	3.05	2.94	2.84	3.02	2.92	2.58	2.61	2.29	2.23	1.88	1.67
NiO	0.02	0.05	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.02	0.05	0.04	0.06	0.01	0.01	0.00
MgO	2.56	2.50	2.33	2.32	2.30	2.17	2.14	2.09	2.05	1.90	2.08	2.10	2.04	2.14	2.11	2.09	2.20	2.17
CaO	2.20	1.79	1.80	1.61	1.51	1.87	1.73	1.49	1.82	1.70	1.57	1.58	1.71	1.61	1.62	1.72	2.01	2.20
Na ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.05	0.01	0.05	0.00	0.05	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.05
K ₂ O	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	101.29	100.40	101.05	99.87	100.35	100.61	100.92	100.21	99.58	100.82	100.76	100.17	100.95	99.85	100.68	100.43	100.86	101.22
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	2.99	3.04	3.00	2.96	2.99	2.99	3.02	3.03	3.00	3.00	3.02	3.00	3.04	3.04	3.02	3.00	3.02	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	2.01	2.02	2.03	2.07	2.06	2.05	2.02	2.04	2.06	2.05	2.03	2.05	2.03	2.03	2.03	2.04	2.02	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.39	2.30	2.37	2.37	2.35	2.33	2.32	2.28	2.31	2.35	2.32	2.32	2.31	2.29	2.36	2.38	2.35	2.39
Mn	0.11	0.13	0.14	0.17	0.16	0.18	0.21	0.21	0.20	0.19	0.20	0.20	0.17	0.18	0.16	0.15	0.13	0.11
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.30	0.30	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25	0.25	0.25	0.23	0.25	0.25	0.24	0.26	0.25	0.25	0.26	0.26
Ca	0.19	0.15	0.15	0.14	0.13	0.16	0.15	0.13	0.16	0.15	0.13	0.14	0.15	0.14	0.14	0.15	0.17	0.19
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	7.94	7.97	8.00	7.96	7.98	7.97	7.95	7.99	7.98	7.96	7.96	7.94	7.94	7.96	7.97	7.96	7.99
100Fe/(Fe+Mg)	88.85	88.46	89.43	89.43	89.69	89.96	90.27	90.12	90.23	91.09	90.27	90.27	90.59	89.80	90.42	90.49	90.04	90.19
Xalm	79.93	79.86	80.61	80.07	80.76	79.52	79.18	79.44	79.11	80.48	80.00	79.73	80.49	79.79	81.10	81.23	80.76	81.02
Xsps	3.68	4.51	4.76	5.74	5.50	6.14	7.17	7.32	6.85	6.51	6.90	6.87	5.92	6.27	5.50	5.12	4.47	3.73
Xprp	10.03	10.42	9.52	9.46	9.28	8.87	8.53	8.71	8.56	7.88	8.62	8.59	8.36	9.06	8.59	8.53	8.93	8.81
Xgrs	6.35	5.21	5.10	4.73	4.47	5.46	5.12	4.53	5.48	5.14	4.48	4.81	5.23	4.88	4.81	5.12	5.84	6.44

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)												3a					
													3b					
	90128	90129	90130	90131	90132	90133	90134	90135	90136	90137	90138r	91101r	91102	91103	91104	91105	91106	91107
SiO ₂	37.66	37.91	37.65	37.49	37.93	36.89	37.59	37.91	37.37	38.18	37.86	37.50	37.18	37.50	37.54	37.14	37.23	37.98
TiO ₂	0.01	0.07	0.03	0.01	0.05	0.03	0.05	0.03	0.02	0.03	0.00	0.01	0.06	0.05	0.55	0.09	0.04	0.07
Al ₂ O ₃	21.84	21.33	21.78	21.35	21.89	21.19	21.80	21.50	21.39	21.72	21.61	21.94	21.82	22.10	21.44	21.54	21.70	21.68
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02
FeO	35.61	36.25	36.48	36.43	37.22	38.24	37.53	37.02	37.18	37.73	37.63	37.73	36.63	38.22	37.70	37.44	37.49	36.42
MnO	1.58	1.38	1.06	0.89	0.77	0.63	0.66	0.53	0.46	0.47	0.72	0.64	0.59	0.52	0.64	0.62	0.76	1.12
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	2.34	2.31	2.52	2.73	2.88	3.03	2.89	2.98	3.08	2.90	2.86	2.75	2.97	3.09	2.90	2.74	2.55	2.42
CaO	1.73	1.87	1.59	0.97	0.71	0.64	0.53	0.45	0.47	0.53	0.49	0.50	0.47	0.44	0.51	0.58	0.76	1.50
Na ₂ O	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.03	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.81	101.13	101.13	99.91	101.48	100.68	101.14	100.49	99.99	101.67	101.24	101.06	99.73	101.97	101.31	100.17	100.53	101.22
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.00	3.02	3.00	3.02	3.00	2.97	2.99	3.03	3.01	3.02	3.01	2.99	2.99	2.97	2.99	2.99	2.99	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00
Al	2.05	2.00	2.04	2.03	2.04	2.01	2.05	2.02	2.03	2.02	2.03	2.06	2.07	2.06	2.01	2.04	2.05	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.38	2.42	2.43	2.45	2.47	2.57	2.50	2.47	2.50	2.50	2.50	2.52	2.47	2.53	2.51	2.52	2.52	2.42
Mn	0.11	0.09	0.07	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.08
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.27	0.30	0.33	0.34	0.36	0.34	0.35	0.37	0.34	0.34	0.33	0.36	0.36	0.34	0.33	0.30	0.29
Ca	0.15	0.16	0.14	0.08	0.06	0.06	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.07	0.13
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.96	7.98	7.97	7.96	8.01	7.97	7.96	7.98	7.95	7.97	7.98	7.97	7.99	7.96	7.98	7.98	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	89.47	89.96	89.01	88.13	87.90	87.71	88.03	87.59	87.11	88.03	88.03	88.42	87.28	87.54	88.07	88.42	89.36	89.30
Xalm	81.51	82.31	82.65	83.90	84.59	84.82	85.32	85.17	85.03	85.91	85.32	86.01	84.88	85.47	85.67	85.71	85.71	82.88
Xsps	3.77	3.06	2.38	2.05	1.71	1.32	1.37	1.38	1.02	1.03	1.71	1.37	1.37	1.01	1.37	1.36	1.70	2.74
Xprp	9.59	9.18	10.20	11.30	11.64	11.88	11.60	12.07	12.59	11.68	11.60	11.26	12.37	12.16	11.60	11.22	10.20	9.93
Xgrs	5.14	5.44	4.76	2.74	2.05	1.98	1.71	1.38	1.36	1.37	1.37	1.37	1.37	1.35	1.37	1.70	2.38	4.45

TABLA 5a. Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																	
	91108	91109	91110	91111	91112	91113	91114	91115	91116	91117	91118	91119	91120	91121	91122	91123	91124	91125
SiO ₂	38.08	37.72	37.67	37.11	37.67	37.59	37.34	35.35	37.82	37.73	37.98	37.78	37.59	36.75	37.15	36.69	37.08	37.50
TiO ₂	0.07	0.00	0.03	0.04	0.02	0.02	0.23	0.07	0.06	0.00	0.00	0.12	0.06	0.09	0.06	0.00	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	21.32	21.41	21.43	21.39	21.63	21.66	21.53	21.50	21.75	21.95	21.61	21.29	21.76	21.76	21.45	21.16	21.44	21.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.06	0.01	0.01	0.00	0.05	0.02	0.01	0.01	0.03	0.02	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	36.33	36.04	35.62	34.42	35.41	35.18	35.53	34.35	35.13	34.58	33.98	34.51	34.85	36.39	35.58	35.94	36.84	37.24
MnO	1.39	1.65	1.69	1.86	2.05	2.51	2.81	3.16	3.11	2.94	2.89	2.60	2.31	1.95	1.69	1.80	1.47	1.24
NiO	0.00	0.06	0.07	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.09
MgO	2.24	1.98	2.12	2.07	2.12	1.98	1.90	1.90	1.84	1.97	1.95	1.86	1.91	1.95	2.08	2.10	2.07	2.08
CaO	1.90	1.91	1.77	1.92	1.83	1.60	1.82	2.01	1.96	1.85	1.90	1.88	1.91	1.85	1.79	1.70	1.69	0.95
Na ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.02	0.05	0.02	0.00	0.04	0.02	0.01
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.37	100.79	100.46	98.86	100.79	100.55	101.25	98.37	101.76	101.11	100.38	100.08	100.49	100.78	99.80	99.42	100.63	100.80
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.03	3.02	3.02	3.02	3.01	3.01	2.99	2.92	3.00	3.00	3.04	3.04	3.01	2.96	3.00	2.99	2.99	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.00	2.02	2.03	2.05	2.04	2.05	2.03	2.09	2.04	2.06	2.04	2.02	2.05	2.06	2.04	2.03	2.03	2.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.42	2.41	2.39	2.34	2.37	2.36	2.38	2.37	2.33	2.30	2.27	2.32	2.33	2.45	2.40	2.45	2.48	2.50
Mn	0.09	0.11	0.11	0.13	0.14	0.17	0.19	0.22	0.21	0.20	0.20	0.18	0.16	0.13	0.12	0.12	0.10	0.08
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.27	0.24	0.25	0.25	0.25	0.24	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.25	0.25	0.25	0.25
Ca	0.16	0.16	0.15	0.17	0.16	0.14	0.16	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.15	0.15	0.15	0.08
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.96	7.95	7.97	7.97	7.97	7.99	8.01	7.97	7.96	7.95	7.95	7.95	8.00	7.96	8.00	8.00	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	89.96	90.94	90.53	90.35	90.46	90.77	91.19	91.15	91.37	90.91	90.80	91.34	91.02	91.42	90.57	90.74	90.84	90.91
Xalm	82.31	82.53	82.41	80.97	81.16	81.10	80.41	79.00	79.52	79.58	79.37	80.56	80.90	82.49	82.19	82.49	83.22	85.91
Xsps	3.06	3.77	3.79	4.50	4.79	5.84	6.42	7.33	7.17	6.92	6.99	6.25	5.56	4.38	4.11	4.04	3.36	2.75
Xprp	9.18	8.22	8.62	8.65	8.56	8.25	7.77	7.67	7.51	7.96	8.04	7.64	7.99	7.74	8.56	8.42	8.39	8.59
Xgrs	5.44	5.48	5.17	5.88	5.48	4.81	5.41	6.00	5.80	5.54	5.59	5.56	5.56	5.39	5.14	5.05	5.03	2.75

Cationes en base a 12 oxígenos

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estauroлита (1)																	
	3a												1d					
	91126	91127	91128	91129	91130	91131	91132	91133	91134	91135	91136	91137	91138	91139r	100101r	100102	100103	100104
SiO ₂	37.42	37.55	37.69	37.60	37.32	37.92	37.68	38.13	37.98	37.08	38.44	37.88	37.63	37.23	38.39	37.16	38.30	36.18
TiO ₂	0.10	0.22	0.13	0.07	0.06	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	21.26	21.54	21.42	21.41	21.55	21.77	21.00	21.50	21.75	21.76	21.95	21.72	21.48	21.17	21.58	21.74	21.45	21.59
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00
FeO	37.70	37.92	38.17	37.88	36.82	34.74	37.38	36.16	35.51	35.65	36.60	36.77	36.56	36.92	36.76	36.56	36.60	36.62
MnO	0.95	0.91	0.84	0.22	0.55	0.55	0.48	0.47	0.51	0.41	0.57	0.62	0.66	0.77	0.55	0.44	0.35	0.52
NiO	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.08	0.05	0.05	0.05	0.00
MgO	2.31	2.50	2.51	2.58	2.78	2.59	2.90	2.99	2.97	3.16	3.23	3.12	3.06	2.54	2.64	2.71	2.80	2.63
CaO	0.64	0.58	0.49	0.48	0.52	0.45	0.51	0.39	0.44	0.47	0.60	0.57	0.52	0.50	0.50	0.48	0.47	0.54
Na ₂ O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01
Total	100.46	101.24	101.26	100.25	99.73	98.10	99.99	99.74	99.18	98.59	101.48	100.68	99.92	99.27	100.52	99.19	100.09	98.10
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.01	3.00	3.01	3.02	3.01	3.07	3.03	3.05	3.05	3.00	3.03	3.02	3.02	3.02	3.06	3.01	3.06	2.97
Ti	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.02	2.03	2.01	2.03	2.05	2.08	1.99	2.03	2.06	2.08	2.04	2.04	2.03	2.02	2.03	2.07	2.02	2.09
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.54	2.53	2.55	2.54	2.48	2.35	2.52	2.42	2.38	2.42	2.41	2.45	2.45	2.51	2.45	2.47	2.44	2.51
Mn	0.06	0.06	0.06	0.01	0.04	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.30	0.30	0.31	0.33	0.31	0.35	0.36	0.36	0.38	0.38	0.37	0.37	0.31	0.31	0.33	0.33	0.32
Ca	0.06	0.05	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.99	7.98	7.98	7.95	7.97	7.89	7.96	7.93	7.93	7.95	7.95	7.97	7.95	7.96	7.93	7.95	7.91	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	90.07	89.40	89.47	89.12	88.26	88.35	87.80	87.05	86.86	86.43	86.38	86.88	86.88	89.01	88.77	88.21	88.09	88.69
Xalm	86.39	86.05	86.44	87.59	85.52	85.77	85.71	85.21	84.40	84.32	83.68	84.19	84.48	86.25	86.27	86.06	86.22	85.96
Xsps	2.04	2.04	2.03	0.34	1.38	1.46	1.02	1.06	1.42	1.05	1.39	1.37	1.38	1.72	1.41	1.05	0.71	1.37
Xrpp	9.52	10.20	10.17	10.69	11.38	11.31	11.90	12.68	12.77	13.24	13.19	12.71	12.76	10.65	10.92	11.50	11.66	10.96
Xgrs	2.04	1.70	1.36	1.38	1.72	1.46	1.36	1.06	1.42	1.39	1.74	1.72	1.38	1.37	1.41	1.39	1.41	1.71

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estauroilita (1)																	
	100105	100106	100107	100108	100109	100110	100111	100112	100113	100114	100115	100116	100117	100118	100119	100120	100121	100122
SiO ₂	37.78	37.94	37.59	38.27	37.00	37.78	37.00	38.32	37.27	37.58	38.37	37.81	38.22	38.17	37.99	39.61	38.23	40.06
TiO ₂	0.00	0.07	0.00	0.00	0.11	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.06	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Al ₂ O ₃	21.70	21.49	21.19	21.59	21.87	21.43	21.80	21.31	21.52	21.27	21.59	21.52	21.59	21.61	21.48	21.17	21.27	20.90
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	36.93	36.49	35.85	34.24	34.96	34.56	34.80	35.29	34.40	33.77	34.19	34.53	34.13	33.78	33.60	34.28	34.60	33.12
MnO	0.67	0.85	0.87	0.93	1.07	1.07	1.19	1.33	1.06	1.34	1.21	1.31	1.48	1.41	1.21	1.60	1.69	1.71
NiO	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.07	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.00	0.08	0.02
MgO	2.74	2.63	2.10	2.42	2.35	2.23	2.13	2.18	2.09	2.23	2.27	2.13	2.27	2.20	2.26	2.34	2.29	2.26
CaO	0.47	0.62	0.72	1.11	1.70	2.08	2.20	2.03	1.96	1.86	1.93	1.69	1.88	1.81	1.85	1.54	1.97	2.04
Na ₂ O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.06	0.01	0.00
K ₂ O	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.36	100.10	98.35	98.57	99.10	99.22	99.16	100.52	98.37	98.05	99.63	99.02	99.62	99.03	98.48	100.63	100.16	100.11
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.02	3.04	3.06	3.08	2.99	3.05	3.00	3.06	3.03	3.06	3.07	3.05	3.06	3.07	3.07	3.13	3.06	3.17
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.05	2.03	2.04	2.05	2.09	2.04	2.08	2.00	2.06	2.04	2.04	2.05	2.04	2.05	2.05	1.97	2.01	1.95
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.47	2.44	2.44	2.31	2.37	2.33	2.36	2.35	2.34	2.30	2.29	2.33	2.29	2.27	2.27	2.26	2.31	2.19
Mn	0.05	0.06	0.06	0.06	0.07	0.07	0.08	0.09	0.07	0.09	0.08	0.09	0.10	0.10	0.08	0.11	0.11	0.11
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Mg	0.33	0.31	0.25	0.29	0.28	0.27	0.26	0.26	0.25	0.27	0.27	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27	0.27	0.27
Ca	0.04	0.05	0.06	0.10	0.15	0.18	0.19	0.17	0.17	0.16	0.17	0.15	0.16	0.16	0.16	0.13	0.17	0.17
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.93	7.91	7.89	7.96	7.94	7.97	7.93	7.92	7.92	7.92	7.93	7.92	7.91	7.91	7.88	7.94	7.86
100Fe/(Fe+Mg)	88.21	88.73	90.71	88.85	89.43	89.62	90.08	90.04	90.35	89.49	89.45	89.96	89.45	89.72	89.37	89.33	89.53	89.02
Xalm	85.47	85.31	86.83	83.70	82.58	81.75	81.66	81.88	82.69	81.56	81.49	82.33	81.21	81.36	81.65	81.59	80.77	79.93
Xsps	1.73	2.10	2.14	2.17	2.44	2.46	2.77	3.14	2.47	3.19	2.85	3.18	3.55	3.58	2.88	3.97	3.85	4.01
Xprp	11.42	10.84	8.90	10.51	9.76	9.47	9.00	9.06	8.83	9.57	9.61	9.19	9.57	9.32	9.71	9.75	9.44	9.85
Xgrs	1.38	1.75	2.14	3.62	5.23	6.32	6.57	5.92	6.01	5.67	6.05	5.30	5.67	5.73	5.76	4.69	5.94	6.20

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)												2c							
	100123	100124	100125	100126	100127	100128	100129	100130	100131	100132	100133r	110101r	110102	110103	110104	110105	110106	110107		
SiO ₂	39.83	38.27	40.13	39.53	37.97	39.14	38.66	38.49	38.90	39.40	37.84	36.81	38.02	37.62	37.40	37.72	37.76	38.19		
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.06	0.00	0.08	0.08	0.06	0.03	0.03	0.05	0.07		
Al ₂ O ₃	20.77	20.96	21.03	20.98	20.89	20.88	21.32	21.41	21.10	21.42	21.22	21.42	21.10	21.27	20.78	20.74	21.53	21.10		
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00		
FeO	32.82	32.96	33.65	34.19	33.27	33.42	34.74	34.47	33.95	34.24	34.34	36.10	34.45	33.22	35.15	35.72	35.70	34.32		
MnO	1.63	1.74	1.54	1.68	1.68	1.63	1.68	1.59	1.59	1.51	1.52	1.45	1.71	1.80	2.17	2.57	2.89	3.04		
NiO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00		
MgO	2.15	2.07	2.03	2.01	2.01	2.21	2.26	2.15	2.28	2.29	2.11	2.02	2.02	1.90	1.82	1.73	1.61	1.55		
CaO	2.48	2.45	2.47	2.60	2.32	2.19	1.96	2.02	1.82	1.89	1.97	2.02	2.15	2.20	2.31	2.26	2.00	2.22		
Na ₂ O	0.05	0.01	0.00	0.06	0.08	0.04	0.04	0.01	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00		
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		
Total	99.76	98.49	100.89	101.11	98.24	99.56	100.75	100.22	99.73	100.85	99.01	99.93	99.55	98.10	99.67	100.76	101.63	100.49		
Cationes en base a 12 oxígenos																				
Si	3.16	3.09	3.16	3.12	3.08	3.13	3.07	3.07	3.11	3.11	3.06	2.98	3.06	3.06	3.03	3.03	3.01	3.06		
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Al	1.94	2.00	1.95	1.95	2.00	1.97	2.00	2.01	1.99	1.99	2.02	2.04	2.00	2.04	1.99	1.97	2.02	1.99		
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Fe ²⁺ (t)	2.18	2.23	2.21	2.26	2.26	2.23	2.31	2.30	2.27	2.26	2.32	2.44	2.32	2.26	2.38	2.40	2.38	2.30		
Mn	0.11	0.12	0.10	0.11	0.12	0.11	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.12	0.12	0.15	0.18	0.20	0.21		
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Mg	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.26	0.27	0.26	0.27	0.27	0.25	0.24	0.24	0.23	0.22	0.21	0.19	0.18		
Ca	0.21	0.21	0.21	0.22	0.20	0.19	0.17	0.17	0.16	0.16	0.17	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19	0.17	0.19		
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Total	7.86	7.90	7.87	7.91	7.91	7.90	7.94	7.92	7.92	7.90	7.92	7.99	7.93	7.90	7.97	7.98	7.97	7.93		
100Fe/(Fe+Mg)	89.71	89.92	90.20	90.40	90.40	89.56	89.53	89.84	89.37	89.33	90.27	91.04	90.63	90.76	91.54	91.95	92.61	92.74		
Xalm	79.27	79.36	80.07	79.86	80.14	79.93	80.77	80.99	80.78	81.00	81.69	82.43	80.84	80.71	80.68	80.54	80.95	79.86		
Xsps	4.00	4.27	3.62	3.89	4.26	3.94	3.85	3.87	3.91	3.58	3.52	3.38	4.18	4.29	5.08	6.04	6.80	7.29		
Xprp	9.09	8.90	8.70	8.48	8.51	9.32	9.44	9.15	9.61	9.68	8.80	8.11	8.36	8.21	7.46	7.05	6.46	6.25		
Xgrs	7.64	7.47	7.61	7.77	7.09	6.81	5.94	5.99	5.69	5.73	5.99	6.08	6.62	6.79	6.78	6.38	5.78	6.60		

Zona de la estarolita (1)

292

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																	
	2c																	
	110126	110127	110128	110129	110130	110131	110132	110133	110134	110135	110136	110137	110138	110139	110140	110141	110142	110143
SiO ₂	38.13	38.11	37.79	38.36	37.90	37.66	37.93	37.00	37.55	37.66	37.88	38.31	37.88	37.40	38.11	38.84	38.13	38.08
TiO ₂	0.10	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.05	0.09	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04	0.00	0.05
Al ₂ O ₃	20.92	20.93	21.46	21.13	21.30	21.31	21.22	21.12	21.16	21.47	21.41	21.24	21.55	21.54	21.72	21.59	21.65	21.61
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
FeO	30.35	31.30	30.12	31.63	31.83	31.75	32.81	32.05	32.60	34.15	33.12	33.58	34.77	35.12	35.51	34.65	35.92	36.28
MnO	4.63	4.75	4.88	5.08	4.72	4.61	4.60	4.57	4.56	4.30	3.67	3.89	3.07	2.77	2.40	2.13	1.65	1.46
NiO	0.01	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	1.20	1.27	1.18	1.16	1.10	1.18	1.21	1.32	1.26	1.42	1.58	1.70	1.57	1.76	1.74	1.84	1.94	2.06
CaO	3.68	3.37	3.38	3.20	2.86	2.81	2.69	2.49	2.26	2.08	2.23	2.02	2.12	1.88	1.76	2.00	2.06	1.75
Na ₂ O	0.05	0.07	0.08	0.09	0.08	0.04	0.04	0.05	0.04	0.02	0.05	0.02	0.05	0.04	0.03	0.04	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	99.07	99.86	98.97	100.77	99.87	99.46	100.58	98.70	99.53	101.16	100.06	100.83	101.12	100.53	101.36	101.11	101.37	101.30
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.08	3.07	3.06	3.06	3.05	3.05	3.04	3.02	3.04	3.01	3.04	3.06	3.02	3.01	3.03	3.07	3.03	3.03
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.99	1.99	2.05	1.99	2.02	2.03	2.01	2.03	2.02	2.03	2.03	2.00	2.03	2.04	2.04	2.01	2.03	2.02
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.05	2.11	2.04	2.11	2.14	2.15	2.20	2.19	2.21	2.29	2.23	2.24	2.32	2.36	2.36	2.29	2.39	2.41
Mn	0.32	0.32	0.33	0.34	0.32	0.32	0.31	0.32	0.31	0.29	0.25	0.26	0.21	0.19	0.16	0.14	0.11	0.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.15	0.15	0.14	0.14	0.13	0.14	0.15	0.16	0.15	0.17	0.19	0.20	0.19	0.21	0.21	0.22	0.23	0.24
Ca	0.32	0.29	0.29	0.27	0.25	0.24	0.23	0.22	0.20	0.18	0.19	0.17	0.18	0.16	0.15	0.17	0.17	0.15
Na	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.93	7.94	7.92	7.92	7.92	7.94	7.95	7.95	7.94	7.97	7.95	7.93	7.96	7.98	7.95	7.91	7.96	7.95
100Fe/(Fe+Mg)	93.18	93.36	93.58	93.78	94.27	93.89	93.62	93.19	93.64	93.09	92.15	91.80	92.43	91.83	91.83	91.24	91.22	90.94
Xalm	72.18	73.52	72.86	73.78	75.35	75.44	76.12	75.78	77.00	78.16	77.97	78.05	80.00	80.82	81.94	81.21	82.41	83.10
Xsps	11.27	11.15	11.79	11.89	11.27	11.23	10.73	11.07	10.80	9.90	8.74	9.06	7.24	6.51	5.56	4.96	3.79	3.45
Xprp	5.28	5.23	5.00	4.90	4.58	4.91	5.19	5.54	5.23	5.80	6.64	6.97	6.55	7.19	7.29	7.80	7.93	8.28
Xgrs	11.27	10.10	10.36	9.44	8.80	8.42	7.96	7.61	6.97	6.14	6.64	5.92	6.21	5.48	5.21	6.03	5.86	5.17

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																	
	2c						3a											
	110144	110145r	121101r	121102	121103	121104	121105	121106	121107	121108	121109	121110	121111	121112	121113	121114	121115	121116
SiO ₂	38.05	38.36	37.31	37.28	37.84	38.28	37.47	37.53	37.12	37.33	37.68	37.51	37.58	37.46	37.85	37.85	37.88	38.19
TiO ₂	0.01	0.06	0.05	0.04	0.03	0.05	0.05	0.05	0.03	0.06	0.05	0.07	0.04	0.04	0.04	0.07	0.06	0.05
Al ₂ O ₃	21.68	21.78	21.42	20.62	20.86	21.11	20.60	20.54	20.48	20.76	20.49	20.74	20.57	20.50	20.55	20.54	20.64	20.67
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03
FeO	36.19	36.53	35.99	36.20	36.26	35.65	35.85	35.28	35.49	35.95	35.01	35.13	34.94	33.92	34.74	33.38	33.32	32.96
MnO	1.30	1.36	1.48	1.31	1.50	1.46	1.58	1.76	1.81	1.98	2.02	2.42	2.48	2.63	2.79	2.84	3.50	3.25
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.04	0.00	0.01	0.01	0.00
MgO	2.12	2.04	1.91	2.07	2.02	1.93	1.93	1.89	1.64	1.75	1.76	1.67	1.64	1.49	1.32	1.21	1.35	1.25
CaO	1.75	1.83	1.85	1.73	2.00	1.93	1.80	1.89	1.86	1.92	2.14	2.07	1.87	2.06	2.24	2.55	3.03	3.36
Na ₂ O	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.02	0.06	0.04	0.04	0.00	0.03	0.05	0.01	0.03	0.00	0.07	0.06	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Total	101.09	101.98	100.06	99.29	100.54	100.50	99.33	98.99	98.49	99.80	99.18	99.73	99.18	98.17	99.56	98.55	99.85	99.79
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.03	3.03	3.03	3.04	3.06	3.05	3.06	3.05	3.03	3.06	3.04	3.06	3.07	3.07	3.09	3.06	3.08	3.03
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.03	2.03	1.98	1.98	1.99	1.97	1.97	1.98	1.99	1.96	1.98	1.97	1.98	1.96	1.98	1.97	1.96	1.98
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.41	2.41	2.46	2.44	2.38	2.44	2.40	2.44	2.44	2.38	2.38	2.38	2.33	2.36	2.28	2.25	2.22	2.46
Mn	0.09	0.09	0.09	0.10	0.10	0.11	0.12	0.13	0.14	0.14	0.17	0.17	0.18	0.19	0.20	0.24	0.22	0.09
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.24	0.25	0.24	0.23	0.23	0.23	0.20	0.21	0.21	0.20	0.20	0.18	0.16	0.15	0.16	0.15	0.25
Ca	0.15	0.15	0.15	0.17	0.17	0.16	0.16	0.16	0.17	0.19	0.18	0.16	0.18	0.19	0.22	0.26	0.29	0.15
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.96	7.95	7.96	7.97	7.93	7.97	7.95	7.97	7.98	7.94	7.96	7.94	7.92	7.93	7.93	7.95	7.92	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	90.60	90.94	90.77	91.04	91.19	91.39	91.25	92.42	92.08	91.89	92.25	92.25	92.83	93.65	93.83	93.36	93.67	90.77
Xalm	83.10	83.39	83.39	82.71	82.64	82.99	82.47	83.28	82.43	81.51	81.23	81.79	81.18	81.38	80.00	77.32	77.08	83.39
Xsps	3.10	3.11	3.05	3.39	3.47	3.74	4.12	4.44	4.73	4.79	5.80	5.84	6.27	6.55	7.02	8.25	7.64	3.05
Xprp	8.62	8.30	8.47	8.14	7.99	7.82	7.90	6.83	7.09	7.19	6.83	6.87	6.27	5.52	5.26	5.50	5.21	8.47
Xgrs	5.17	5.19	5.08	5.76	5.90	5.44	5.50	5.46	5.74	6.51	6.14	5.50	6.27	6.55	7.72	8.93	10.07	5.08

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																	
	121117	121118	121119	121120	121121	121122	121123	121124	121125	121126	121127	121128	121129	121130	121131	121132	121133	121134
SiO ₂	38.11	37.92	37.86	37.58	37.35	37.80	37.37	38.10	37.15	37.80	37.68	37.57	37.77	38.29	37.65	37.99	37.86	37.77
TiO ₂	0.10	0.04	0.05	0.07	0.15	0.12	0.10	0.11	0.05	0.03	0.08	0.08	0.14	0.11	0.09	0.10	0.06	0.03
Al ₂ O ₃	20.56	20.48	20.50	20.59	20.37	20.49	20.63	20.47	20.65	20.57	20.61	20.47	20.61	20.37	20.45	20.42	20.37	20.13
Cr ₂ O ₃	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.04	0.01	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00
FeO	33.28	31.92	32.30	32.17	31.05	32.17	31.49	30.78	30.79	31.52	31.40	30.29	30.46	30.92	31.14	30.95	30.27	30.97
MnO	3.31	3.41	3.46	3.86	4.08	4.26	4.23	4.50	4.25	4.42	4.41	4.81	3.51	4.61	4.26	4.26	4.34	4.49
NiO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.07
MgO	1.13	1.05	1.07	1.06	0.97	0.95	0.98	0.96	0.96	0.93	0.96	0.91	1.00	0.96	0.89	0.97	0.93	0.96
CaO	3.47	3.57	4.09	4.20	4.38	4.49	4.66	5.16	4.78	4.55	4.70	4.53	4.73	4.72	4.66	4.50	4.38	3.96
Na ₂ O	0.05	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.02	0.05	0.03	0.06
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.11	98.43	99.34	99.51	98.42	100.32	99.48	100.13	98.72	99.87	99.87	98.70	98.27	100.10	99.20	99.26	98.24	98.45
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.07	3.09	3.07	3.05	3.06	3.05	3.03	3.07	3.03	3.06	3.05	3.06	3.08	3.08	3.06	3.08	3.09	3.09
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
Al	1.95	1.97	1.96	1.97	1.97	1.95	1.97	1.94	1.99	1.96	1.96	1.97	1.98	1.93	1.96	1.95	1.96	1.94
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.24	2.18	2.19	2.18	2.13	2.17	2.14	2.07	2.10	2.13	2.12	2.07	2.08	2.08	2.12	2.10	2.07	2.12
Mn	0.23	0.24	0.24	0.27	0.28	0.29	0.29	0.31	0.29	0.30	0.30	0.33	0.24	0.31	0.29	0.29	0.30	0.31
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.13	0.13	0.13	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12	0.12	0.11	0.12	0.11	0.12
Ca	0.30	0.31	0.36	0.36	0.38	0.39	0.41	0.44	0.42	0.39	0.41	0.40	0.41	0.41	0.41	0.39	0.38	0.35
Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.95	7.93	7.95	7.96	7.95	7.97	7.97	7.97	7.96	7.95	7.96	7.95	7.92	7.95	7.96	7.95	7.91	7.94
100Fe/(Fe+Mg)	94.12	94.37	94.40	94.37	94.67	95.18	94.69	94.52	94.59	95.09	94.64	94.95	94.55	94.55	95.07	94.59	94.95	94.64
Xalm	76.98	76.22	75.00	74.15	73.20	73.31	72.30	70.41	71.67	72.70	71.86	71.13	72.98	71.23	72.35	72.41	72.38	73.10
Xsps	7.90	8.39	8.22	9.18	9.62	9.80	9.80	10.54	9.90	10.24	10.17	11.34	8.42	10.62	9.90	10.00	10.49	10.69
Xprp	4.81	4.55	4.45	4.42	4.12	3.72	4.05	4.08	4.10	3.75	4.07	3.78	4.21	4.11	3.75	4.14	3.85	4.14
Xgrs	10.31	10.84	12.33	12.24	13.06	13.18	13.85	14.97	14.33	13.31	13.90	13.75	14.39	14.04	13.99	13.45	13.29	12.07

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estauroilita (1)																	
	3a																	
	121135	121136	121137	121138	121139	121140	121141	121142	121143	121144	121145	121146	121147	121148	121149	121150	121151	121152
SiO ₂	37.74	37.37	37.69	38.23	38.06	37.57	37.04	38.04	37.44	37.71	37.63	37.33	36.78	37.91	38.14	37.95	38.16	38.42
TiO ₂	0.07	0.08	0.05	0.07	0.11	0.07	0.12	0.05	0.08	0.09	0.02	0.04	0.03	0.04	0.04	0.09	0.03	0.04
Al ₂ O ₃	19.90	20.16	19.67	19.80	20.07	19.70	19.91	19.55	19.60	20.18	19.75	20.03	20.04	20.08	19.84	19.82	20.28	20.02
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.01
FeO	30.66	31.06	30.34	30.88	31.23	31.45	30.27	32.61	32.69	32.18	33.08	33.47	33.80	35.08	34.40	34.65	35.29	35.15
MnO	4.55	4.34	4.41	4.59	3.96	4.05	4.07	3.75	3.42	3.38	3.13	3.21	3.27	2.79	2.48	2.40	2.01	2.04
NiO	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.05	0.02	0.06
MgO	0.95	0.96	0.92	0.94	0.94	0.96	1.01	1.03	1.07	1.10	1.31	1.17	1.37	1.33	1.58	1.47	1.70	1.71
CaO	4.45	4.60	4.88	4.86	4.85	4.87	4.56	4.14	3.31	3.28	3.21	3.05	2.70	2.30	2.17	2.52	2.25	2.30
Na ₂ O	0.03	0.08	0.00	0.03	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03	0.01	0.01	0.04	0.03	0.02	0.05	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	98.43	98.65	97.97	99.45	99.26	98.71	97.03	99.20	97.63	97.98	98.16	98.32	98.04	99.58	98.68	99.01	99.80	99.73
Cationes en base a 12 oxígenos	Si	3.09	3.06	3.10	3.10	3.09	3.07	3.10	3.10	3.09	3.09	3.07	3.04	3.08	3.11	3.10	3.08	3.10
	Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
	Al	1.92	1.95	1.91	1.89	1.92	1.90	1.95	1.88	1.91	1.95	1.94	1.95	1.92	1.91	1.91	1.93	1.91
	Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Fe ²⁺ (t)	2.10	2.13	2.09	2.09	2.12	2.15	2.10	2.22	2.26	2.21	2.27	2.30	2.34	2.35	2.36	2.39	2.38
	Mn	0.32	0.30	0.31	0.31	0.27	0.28	0.29	0.26	0.24	0.24	0.22	0.22	0.23	0.19	0.17	0.14	0.14
	Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
	Mg	0.12	0.12	0.11	0.11	0.11	0.12	0.12	0.13	0.13	0.13	0.16	0.14	0.17	0.16	0.19	0.20	0.21
	Ca	0.39	0.40	0.43	0.42	0.42	0.43	0.41	0.36	0.29	0.29	0.28	0.27	0.24	0.20	0.19	0.22	0.20
	Na	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.96	7.97	7.95	7.92	7.94	7.96	7.95	7.95	7.93	7.92	7.93	7.94	7.97	7.95	7.93	7.95	7.95	7.94
100Fe/(Fe+Mg)	94.59	94.67	95.00	95.00	95.07	94.71	94.59	94.47	94.56	94.44	93.42	94.26	93.23	93.73	92.52	92.91	92.28	91.89
Xalm	71.67	72.20	71.09	71.33	72.60	72.15	71.92	74.75	77.40	77.00	77.47	78.50	78.52	81.29	81.03	80.55	81.57	81.23
Xsps	10.92	10.17	10.54	10.58	9.25	9.40	9.93	8.75	8.22	8.36	7.51	7.51	7.72	6.46	5.86	5.80	4.78	4.78
Xprp	4.10	4.07	3.74	3.75	3.77	4.03	4.11	4.38	4.45	4.53	5.46	4.78	5.70	5.44	6.55	6.14	6.83	7.17
Xgrs	13.31	13.56	14.63	14.33	14.38	14.43	14.04	12.12	9.93	10.10	9.56	9.22	8.05	6.80	6.55	7.51	6.83	6.83

Cationes en base a 12 oxígenos

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																	
	3a								3b									
	121153	121154	121155	121156	121157r	130101r	130102	130103	130104	130105	130106	130107	130108	130109	130110	130111	130112	130113
SiO ₂	38.32	37.05	37.18	38.19	37.78	36.67	36.37	37.05	37.36	37.34	37.55	37.63	37.87	37.81	38.12	37.49	37.22	37.42
TiO ₂	0.04	0.04	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	0.07	0.04	0.05	0.13	0.07	0.09	0.13	0.10	0.07	0.05	0.04
Al ₂ O ₃	20.05	20.11	19.96	20.42	20.17	22.13	22.13	22.03	22.08	22.17	21.97	21.91	21.87	21.95	22.09	21.81	21.90	21.58
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
FeO	35.14	35.63	35.92	35.63	36.24	33.05	33.59	32.94	32.95	32.20	31.63	31.32	29.92	30.92	30.68	30.35	30.35	29.95
MnO	1.85	1.62	1.46	1.48	1.67	2.02	2.31	2.86	3.38	4.08	4.33	4.99	5.50	5.36	5.39	5.76	5.56	5.62
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00
MgO	1.80	1.90	1.99	1.92	1.82	2.69	2.76	2.34	2.30	2.00	1.79	1.86	1.84	1.81	1.86	1.81	1.84	1.85
CaO	2.15	2.04	1.87	1.97	1.78	3.03	2.81	3.46	3.43	3.65	3.53	3.27	3.40	3.51	3.44	3.84	3.27	3.12
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.04	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Total	99.36	98.41	98.41	99.73	99.59	99.65	100.03	100.81	101.57	101.54	100.99	101.09	100.50	101.50	101.71	101.17	100.21	99.58
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.10	3.05	3.06	3.08	3.07	2.95	2.93	2.96	2.96	2.96	2.99	2.99	3.02	2.99	3.01	2.98	2.99	3.01
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Al	1.91	1.95	1.93	1.94	1.93	2.10	2.10	2.07	2.06	2.07	2.06	2.05	2.05	2.05	2.05	2.05	2.07	2.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.38	2.45	2.47	2.41	2.46	2.22	2.26	2.20	2.18	2.14	2.11	2.08	1.99	2.05	2.02	2.02	2.04	2.02
Mn	0.13	0.11	0.10	0.10	0.11	0.14	0.16	0.19	0.23	0.27	0.29	0.34	0.37	0.36	0.36	0.39	0.38	0.38
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.22	0.23	0.24	0.23	0.22	0.32	0.33	0.28	0.27	0.24	0.21	0.22	0.22	0.21	0.22	0.22	0.22	0.22
Ca	0.19	0.18	0.17	0.17	0.15	0.26	0.24	0.30	0.29	0.31	0.30	0.28	0.29	0.30	0.29	0.33	0.28	0.27
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.93	7.97	7.97	7.94	7.94	7.99	8.02	8.00	7.99	8.00	7.98	7.96	7.95	7.97	7.96	7.99	7.98	7.95
100Fe/(Fe+Mg)	91.54	91.42	91.14	91.29	91.79	87.40	87.26	88.71	88.98	89.92	90.95	90.43	90.05	90.71	90.18	90.18	90.27	90.18
Xalm	81.51	82.49	82.89	82.82	83.67	75.51	75.59	74.07	73.40	72.30	72.51	71.23	69.34	70.21	69.90	68.24	69.86	69.90
Xsps	4.45	3.70	3.36	3.44	3.74	4.76	5.35	6.40	7.74	9.12	9.97	11.64	12.89	12.33	12.46	13.18	13.01	13.15
Xprp	7.53	7.74	8.05	7.90	7.48	10.88	11.04	9.43	9.09	8.11	7.22	7.53	7.67	7.19	7.61	7.43	7.53	7.61
Xgrs	6.51	6.06	5.70	5.84	5.10	8.84	8.03	10.10	9.76	10.47	10.31	9.59	10.10	10.27	10.03	11.15	9.59	9.34

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estauroilita (1)																	
	3b																	
	130114	130115	130116	130117	130118	130119	130120	130121	130122	130123	130124	130125	130126	130127	130128	130129	130130	130131
SiO ₂	37.62	37.53	37.08	37.72	36.75	37.22	37.76	37.19	37.49	36.88	36.42	37.35	37.67	36.63	37.32	37.24	36.81	38.12
TiO ₂	0.09	0.03	0.05	0.07	0.09	0.03	0.09	0.09	0.06	0.07	0.10	0.10	0.11	0.13	0.10	0.13	0.14	0.10
Al ₂ O ₃	22.13	22.08	21.72	21.73	21.70	21.95	22.03	21.88	21.89	22.02	22.18	22.09	21.60	22.10	22.03	22.10	22.18	21.94
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.01	0.00
FeO	30.86	30.65	30.13	30.25	30.06	29.81	30.28	30.67	30.50	29.69	30.53	29.66	29.29	31.29	31.93	30.68	31.53	32.42
MnO	5.48	5.65	5.70	5.43	5.84	5.46	5.70	5.91	5.59	5.90	5.57	4.92	5.13	4.57	4.42	4.33	3.69	3.33
NiO	0.00	0.06	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	1.85	1.90	1.86	1.63	1.90	1.86	1.83	1.80	1.78	1.81	1.80	1.67	1.83	1.95	2.03	2.06	2.20	2.30
CaO	3.39	3.39	3.46	3.32	3.19	3.33	3.49	3.66	3.42	3.60	3.73	3.94	3.60	3.34	3.42	3.72	3.62	3.64
Na ₂ O	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.43	101.32	100.01	100.14	99.59	99.67	101.21	101.25	100.78	99.97	100.36	99.76	99.31	100.12	101.28	100.29	100.17	101.86
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	2.98	2.98	2.98	3.02	2.97	2.99	3.00	2.97	2.99	2.97	2.93	3.00	3.03	2.95	2.97	2.98	2.95	3.00
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Al	2.07	2.07	2.06	2.05	2.07	2.08	2.06	2.06	2.06	2.09	2.10	2.09	2.05	2.10	2.07	2.08	2.10	2.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.05	2.04	2.03	2.03	2.03	2.01	2.01	2.05	2.04	2.00	2.05	1.99	1.97	2.11	2.12	2.05	2.11	2.13
Mn	0.37	0.38	0.39	0.37	0.40	0.37	0.38	0.40	0.38	0.40	0.38	0.33	0.35	0.31	0.30	0.29	0.25	0.22
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.22	0.22	0.22	0.19	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.22	0.22	0.20	0.22	0.23	0.24	0.25	0.26	0.27
Ca	0.29	0.29	0.30	0.29	0.28	0.29	0.30	0.31	0.29	0.31	0.32	0.34	0.31	0.29	0.29	0.32	0.31	0.31
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.99	7.98	7.98	7.95	7.99	7.96	7.98	8.01	7.97	7.99	8.01	7.96	7.95	8.00	8.00	7.98	7.99	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	90.31	90.27	90.22	91.44	89.82	90.13	90.13	90.71	90.67	90.09	90.31	90.87	89.95	90.17	89.83	89.13	89.03	88.75
Xalm	69.97	69.62	69.05	70.49	69.05	69.55	69.07	69.02	69.86	68.26	69.02	69.58	69.12	71.77	71.86	70.45	72.01	72.70
Xsps	12.63	12.97	13.27	12.85	13.61	12.80	13.06	13.47	13.01	13.65	12.79	11.54	12.28	10.54	10.17	9.97	8.53	7.51
Xprp	7.51	7.51	7.48	6.60	7.82	7.61	7.56	7.07	7.19	7.51	7.41	6.99	7.72	7.82	8.14	8.59	8.87	9.22
Xgrs	9.90	9.90	10.20	10.07	9.52	10.03	10.31	10.44	9.93	10.58	10.77	11.89	10.88	9.86	9.83	11.00	10.58	10.58

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurolita (1)																		
	3b				2b				1d*				3b						
	130132	130133	130134r	130802c	130801r	130802c	131401r	131402c	140101	140102	140103	140104	140105	140106	140107	140108	140109	140110	140111
SiO ₂	37.68	37.70	37.06	38.05	37.73	36.72	38.28	39.97	40.32	38.90	38.18	37.97	38.92	39.56	38.67	39.68	37.52	40.10	
TiO ₂	0.08	0.08	0.07	0.00	0.11	0.06	0.08	0.08	0.02	0.10	0.05	0.05	0.09	0.08	0.12	0.05	0.03	0.03	
Al ₂ O ₃	22.39	21.86	22.00	22.63	21.71	22.02	22.20	21.11	20.86	21.09	21.29	20.81	20.86	20.92	20.98	20.90	20.60	20.80	
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
FeO	32.13	32.95	32.79	33.51	33.05	32.86	33.84	33.99	33.87	33.51	32.76	31.71	30.37	29.16	28.38	27.55	28.49	27.43	
MnO	2.69	2.67	2.65	1.03	1.84	2.42	1.92	0.42	0.96	2.02	2.64	3.59	5.63	6.26	7.52	6.87	7.11	6.60	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.01	0.00	0.09	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	
MgO	2.49	2.55	2.85	3.08	2.21	2.87	2.64	2.63	2.12	1.85	1.79	1.62	1.45	1.31	1.48	1.50	1.48	1.54	
CaO	3.77	3.60	2.70	3.46	3.65	2.68	2.82	2.94	3.17	3.38	3.21	3.37	3.16	3.19	3.43	3.13	3.10	3.13	
Na ₂ O	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.05	0.10	0.08	
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	
Total	101.26	101.43	100.13	101.79	100.39	99.63	101.78	101.23	101.39	100.93	99.92	99.14	100.63	100.51	100.63	99.75	98.44	99.70	
Cationes en base a 12 oxígenos																			
Si	2.97	2.98	2.97	2.98	3.01	2.95	3.01	3.13	3.16	3.08	3.06	3.07	3.10	3.14	3.08	3.16	3.06	3.18	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Al	2.08	2.04	2.08	2.09	2.04	2.09	2.05	1.95	1.93	1.97	2.01	1.98	1.96	1.96	1.97	1.96	1.98	1.94	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺ (t)	2.12	2.18	2.19	2.19	2.20	2.21	2.22	2.22	2.22	2.22	2.19	2.14	2.02	1.93	1.89	1.83	1.95	1.82	
Mn	0.18	0.18	0.18	0.07	0.12	0.16	0.13	0.03	0.06	0.14	0.18	0.25	0.38	0.42	0.51	0.46	0.49	0.44	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.29	0.30	0.34	0.36	0.26	0.34	0.31	0.31	0.25	0.22	0.21	0.20	0.17	0.16	0.18	0.18	0.18	0.18	
Ca	0.32	0.31	0.23	0.29	0.31	0.23	0.24	0.25	0.27	0.29	0.28	0.29	0.27	0.27	0.29	0.27	0.27	0.27	
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.01	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.96	7.99	7.99	7.98	7.95	7.98	7.96	7.89	7.89	7.93	7.93	7.93	7.93	7.88	7.94	7.87	7.95	7.84	
100Fe/(Fe+Mg)	87.97	87.90	86.56	85.88	89.43	86.67	87.75	87.75	89.88	90.98	91.25	91.45	92.24	92.34	91.30	91.04	91.55	91.00	
Xalm	72.85	73.40	74.49	75.26	76.12	75.17	76.55	79.00	79.29	77.35	76.57	74.31	71.13	69.42	65.85	66.79	67.47	67.16	
Xsps	6.19	6.06	6.12	2.41	4.15	5.44	4.48	1.07	2.14	4.88	6.29	8.68	13.38	15.11	17.77	16.79	16.96	16.24	
Xrpp	9.97	10.10	11.56	12.37	9.00	11.56	10.69	11.03	8.93	7.67	7.34	6.94	5.99	5.76	6.27	6.57	6.23	6.64	
Xgrs	11.00	10.44	7.82	9.97	10.73	7.82	8.28	8.90	9.64	10.10	9.79	10.07	9.51	9.71	10.10	9.85	9.34	9.96	

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la estaurólita (1)												Zona de la sillimanita (1)					
	3b												3b*					
	140112	140113	140114	140115	140116	140117	140118	140119	140120	140121	140122	140123r	140701r	140702	140703c	151201r	151202	151203
SiO ₂	39.79	39.74	39.16	40.03	39.85	39.75	39.59	40.02	39.91	40.16	39.88	39.72	39.82	39.64	40.12	37.69	37.74	38.07
TiO ₂	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.04	0.05	0.02	0.02	0.05	0.05	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	20.62	20.85	20.83	20.96	21.06	20.69	20.77	21.02	20.98	20.86	21.21	21.25	21.41	21.14	21.00	21.89	21.56	21.49
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.04	0.02	0.02
FeO	28.45	28.28	29.49	31.78	31.93	28.96	31.70	32.54	33.73	33.26	34.21	33.66	32.59	34.12	29.11	30.41	31.99	32.52
MnO	7.09	6.48	5.72	2.99	2.21	2.78	2.83	1.85	0.82	0.42	0.40	0.49	0.43	0.98	4.78	4.52	0.31	0.19
NiO	0.03	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.02	0.00	0.07	0.00	0.00	0.01	0.00	0.09	0.06	0.05	0.00	0.00
MgO	1.53	1.77	2.13	2.55	2.81	2.69	2.37	2.44	2.44	2.73	3.19	3.34	3.44	2.28	1.63	2.71	3.63	3.32
CaO	3.13	2.88	2.51	2.65	2.89	3.04	3.26	3.09	3.38	2.77	2.64	2.62	2.66	2.52	2.93	3.38	4.23	4.58
Na ₂ O	0.12	0.09	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	0.01	0.09	0.05	0.00	0.01
K ₂ O	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.00
Total	100.78	100.16	99.87	100.99	100.86	98.00	100.55	101.01	101.48	100.22	101.55	101.19	100.47	100.81	99.82	100.74	99.52	100.24
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.15	3.15	3.12	3.14	3.13	3.18	3.13	3.14	3.12	3.16	3.11	3.11	3.12	3.12	3.18	2.99	3.01	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.92	1.95	1.96	1.94	1.95	1.95	1.93	1.94	1.94	1.94	1.95	1.96	1.98	1.96	1.96	2.05	2.03	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.88	1.87	1.97	2.09	2.10	1.94	2.09	2.13	2.21	2.19	2.23	2.20	2.13	2.25	1.93	2.02	2.13	2.16
Mn	0.48	0.43	0.39	0.20	0.15	0.19	0.19	0.12	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.07	0.32	0.30	0.02	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.18	0.21	0.25	0.30	0.33	0.32	0.28	0.29	0.28	0.32	0.37	0.39	0.40	0.27	0.19	0.32	0.43	0.39
Ca	0.27	0.24	0.21	0.22	0.24	0.26	0.28	0.26	0.28	0.23	0.22	0.22	0.22	0.21	0.25	0.29	0.36	0.39
Na	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.90	7.86	7.90	7.89	7.90	7.84	7.90	7.88	7.88	7.87	7.91	7.91	7.89	7.89	7.84	7.98	7.98	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	91.26	89.90	88.74	87.45	86.42	85.84	88.19	88.02	88.76	87.25	85.77	84.94	84.19	89.29	91.04	86.32	83.20	84.71
Xalm	66.90	68.00	69.86	74.38	74.47	71.59	73.59	76.07	78.37	79.06	78.25	77.46	76.62	80.36	71.75	68.94	72.45	73.22
Xsps	17.08	15.64	13.83	7.12	5.32	7.01	6.69	4.29	1.77	1.08	1.05	1.06	1.08	2.50	11.90	10.24	0.68	0.34
Xprp	6.41	7.64	8.87	10.68	11.70	11.81	9.86	10.36	9.93	11.55	12.98	13.73	14.39	9.64	7.06	10.92	14.63	13.22
Xgrs	9.61	8.73	7.45	7.83	8.51	9.59	9.86	9.29	9.93	8.30	7.72	7.75	7.91	7.50	9.29	9.90	12.24	13.22

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	151204	151205	151206	151207	151208	151209	151210	151211	151212	151213	151214	151215	151216	151217	151218	151219	151220	151221
	3b*																	
SiO ₂	37.75	38.10	37.37	37.65	37.79	37.62	37.91	38.09	37.05	37.87	36.63	38.09	37.72	37.67	36.86	37.51	37.91	37.83
TiO ₂	0.05	0.08	0.04	0.05	0.03	0.02	0.05	0.03	0.03	0.07	0.05	0.06	0.03	0.08	0.03	0.04	0.04	0.05
Al ₂ O ₃	21.49	21.31	21.35	21.46	21.52	20.91	21.42	21.29	21.49	21.48	21.38	21.35	21.28	21.14	21.44	21.46	21.35	21.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	32.25	33.13	33.29	32.71	33.35	29.88	32.20	32.72	30.98	31.22	31.14	30.96	31.03	31.08	31.00	30.42	31.07	31.01
MnO	0.31	0.31	0.44	0.53	0.71	0.98	0.69	1.19	1.47	1.67	1.97	2.26	2.59	2.71	2.62	2.88	2.97	3.00
NiO	0.09	0.07	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.03	0.01	0.06	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00
MgO	3.15	3.03	2.90	2.83	2.65	2.56	2.47	2.55	2.39	2.46	2.24	2.18	2.36	2.24	2.30	2.02	2.10	2.12
CaO	5.00	4.44	4.82	4.85	4.87	5.19	5.01	4.85	5.38	5.28	5.15	5.16	4.77	4.97	4.85	5.18	4.83	4.76
Na ₂ O	0.01	0.00	0.05	0.01	0.01	0.01	0.05	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	100.11	100.46	100.28	100.10	101.02	97.18	99.82	100.76	98.81	100.20	98.61	100.10	99.88	99.90	99.15	99.53	100.34	100.13
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.00	3.02	2.98	3.00	2.99	3.06	3.02	3.02	2.99	3.01	2.97	3.03	3.02	3.02	2.98	3.01	3.02	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.01	1.99	2.01	2.02	2.01	2.01	2.01	1.99	2.05	2.01	2.05	2.00	2.01	2.00	2.04	2.03	2.01	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.14	2.20	2.22	2.18	2.21	2.03	2.15	2.17	2.09	2.08	2.12	2.06	2.08	2.08	2.09	2.04	2.07	2.07
Mn	0.02	0.02	0.03	0.04	0.05	0.07	0.05	0.08	0.10	0.11	0.14	0.15	0.18	0.18	0.18	0.20	0.20	0.20
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.37	0.36	0.35	0.34	0.31	0.31	0.29	0.30	0.29	0.29	0.27	0.26	0.28	0.27	0.28	0.24	0.25	0.25
Ca	0.43	0.38	0.41	0.41	0.41	0.45	0.43	0.41	0.47	0.45	0.45	0.44	0.41	0.43	0.42	0.45	0.41	0.41
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.97	8.01	7.99	7.98	7.93	7.96	7.97	7.99	7.96	8.00	7.94	7.99	7.98	8.00	7.97	7.96	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	85.26	85.94	86.38	86.51	87.70	86.75	88.11	87.85	87.82	87.76	88.70	88.79	88.14	88.51	88.19	89.47	89.22	89.22
Xalm	72.30	74.32	73.75	73.40	74.16	70.98	73.63	73.31	70.85	70.99	71.14	70.79	70.51	70.27	70.37	69.62	70.65	70.65
Xsps	0.68	0.68	1.00	1.35	1.68	2.45	1.71	2.70	3.39	3.75	4.70	5.15	6.10	6.08	6.06	6.83	6.83	6.83
Xprp	12.50	12.16	11.63	11.45	10.40	10.84	9.93	10.14	9.83	9.90	9.06	8.93	9.49	9.12	9.43	8.19	8.53	8.53
Xgrs	14.53	12.84	13.62	13.80	13.76	15.73	14.73	13.85	15.93	15.36	15.10	15.12	13.90	14.53	14.14	15.36	13.99	13.99

Zona de la sillimanita (1)

Tipo textural	3b*																		
	151222	151223	151224	151225	151226	151227	151228	151229	151230	151231	151232	151233	151234	151235	151236	151237	151238	151239	151240
SiO ₂	37.40	37.71	37.97	37.52	37.60	38.57	37.43	37.42	37.34	37.92	37.78	37.84	37.50	38.21	37.75	37.35	37.19	37.66	37.76
TiO ₂	0.04	0.02	0.10	0.03	0.08	0.00	0.05	0.06	0.07	0.00	0.07	0.09	0.05	0.03	0.05	0.05	0.02	0.06	0.04
Al ₂ O ₃	21.30	21.52	21.23	21.40	21.35	21.16	21.23	21.45	21.37	21.03	20.91	21.33	21.12	21.34	21.54	21.41	21.32	21.04	21.45
Cr ₂ O ₃	0.00	0.08	0.03	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00
FeO	30.08	28.88	30.07	30.23	30.26	30.13	29.82	29.67	29.56	29.76	29.81	29.81	29.48	30.43	30.14	30.16	30.91	31.24	32.24
MnO	3.11	3.37	3.41	3.40	3.32	3.27	3.45	3.32	4.13	3.50	3.37	3.41	3.62	3.07	2.85	2.60	2.34	2.42	1.88
NiO	0.03	0.05	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.01	0.05	0.09	0.05
MgO	2.06	2.05	2.07	2.18	2.15	2.10	2.13	2.06	2.03	1.91	2.10	2.00	2.01	2.16	2.10	2.20	2.23	2.31	2.52
CaO	5.50	5.88	5.58	5.41	4.88	5.22	5.29	5.46	5.50	5.03	5.41	5.34	5.33	5.00	5.49	4.95	5.00	4.90	4.73
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	99.54	99.52	100.47	100.22	99.65	100.45	99.44	99.45	100.02	99.15	99.49	99.84	99.17	100.30	99.91	98.75	99.09	99.76	100.67
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.01	3.02	3.02	3.00	3.02	3.06	3.01	3.01	2.99	3.05	3.03	3.03	3.02	3.04	3.01	3.01	3.00	3.02	3.00
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.02	2.03	1.99	2.02	2.02	1.98	2.01	2.03	2.02	2.00	1.98	2.01	2.01	2.00	2.03	2.04	2.03	1.99	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.02	1.93	2.00	2.02	2.03	2.00	2.01	1.99	1.98	2.00	2.00	1.99	1.99	2.02	2.01	2.04	2.09	2.10	2.14
Mn	0.21	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.28	0.24	0.23	0.23	0.25	0.21	0.19	0.18	0.16	0.16	0.13
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.24	0.25	0.26	0.26	0.25	0.26	0.25	0.24	0.23	0.25	0.24	0.24	0.26	0.25	0.26	0.27	0.28	0.30
Ca	0.47	0.50	0.48	0.46	0.42	0.44	0.46	0.47	0.47	0.43	0.47	0.46	0.46	0.43	0.47	0.43	0.43	0.42	0.40
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.95	7.98	7.99	7.98	7.95	7.98	7.98	7.98	7.95	7.96	7.97	7.97	7.96	7.96	7.96	7.98	7.98	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	88.99	88.94	88.89	88.60	88.65	88.89	88.55	88.84	89.19	89.69	88.89	89.24	89.24	88.60	88.94	88.70	88.56	88.24	87.70
Xalm	68.47	66.55	67.57	68.01	69.05	68.73	67.91	67.69	66.67	68.97	67.80	68.15	67.69	69.18	68.84	70.10	70.85	70.95	72.05
Xsps	7.12	7.93	7.77	7.74	7.82	7.56	7.77	7.82	9.43	8.28	7.80	7.88	8.50	7.19	6.51	6.19	5.42	5.41	4.38
Xprp	8.47	8.28	8.45	8.75	8.84	8.59	8.78	8.50	8.08	7.93	8.47	8.22	8.16	8.90	8.56	8.93	9.15	9.46	10.10
Xgrs	15.93	17.24	16.22	15.49	14.29	15.12	15.54	15.99	15.82	14.83	15.93	15.75	15.65	14.73	16.10	14.78	14.58	14.19	13.47

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																		
	3b*								1d										
	151241	151242	151243	151244	151245	151246	151247	151248	151249	151250	151251r	160201r	160202	160203	160204	160205	160206	160207	160208r
SiO ₂	38.19	38.03	38.40	38.63	38.25	38.25	38.73	37.46	38.26	38.95	38.07	38.03	37.77	38.23	38.00	37.73	37.97	38.15	38.46
TiO ₂	0.09	0.06	0.03	0.04	0.06	0.05	0.09	0.07	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02	0.06	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.27	21.25	21.34	21.22	21.19	21.35	21.30	21.67	21.65	21.59	21.73	21.53	21.22	21.32	21.35	21.23	21.36	21.64	21.20
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.01	0.00	0.05	0.03	0.02	0.06	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	31.31	31.61	32.04	32.97	33.81	32.40	31.60	32.09	31.89	32.41	30.86	33.20	32.57	33.92	32.29	32.91	32.95	32.44	31.45
MnO	1.42	1.20	0.81	0.44	0.42	0.22	0.09	0.16	0.12	0.65	3.34	0.95	0.47	0.66	1.71	1.47	1.28	1.18	2.84
NiO	0.09	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.01	0.00	0.01	0.09	0.07	0.09	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
MgO	2.51	2.48	2.38	2.92	2.81	3.08	3.22	3.30	3.67	3.71	3.25	3.52	3.69	3.63	3.14	3.12	3.11	3.05	2.85
CaO	4.88	4.91	5.06	4.48	4.12	5.07	5.30	5.14	5.00	4.03	2.92	2.36	2.51	2.42	2.10	2.64	2.91	2.89	2.26
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.03	0.01	0.04	0.00	0.01	0.02	0.00	0.07
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01
Total	99.77	99.57	100.09	100.70	100.69	100.50	100.37	99.95	100.65	101.46	100.28	99.72	98.25	100.22	98.63	99.13	99.69	99.39	99.14
Cationes en base a 12 oxígenos																			
Si	3.04	3.04	3.05	3.05	3.03	3.03	3.05	2.98	3.01	3.04	3.02	3.03	3.04	3.04	3.06	3.03	3.03	3.04	3.08
Ti	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.00	2.00	2.00	1.98	1.98	1.99	1.98	2.03	2.01	1.99	2.03	2.02	2.02	2.00	2.02	2.01	2.01	2.04	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.09	2.11	2.13	2.18	2.24	2.14	2.08	2.14	2.10	2.12	2.05	2.21	2.20	2.25	2.17	2.21	2.20	2.16	2.11
Mn	0.10	0.08	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.04	0.22	0.06	0.03	0.04	0.12	0.10	0.09	0.08	0.19
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.30	0.30	0.28	0.34	0.33	0.36	0.38	0.39	0.43	0.43	0.38	0.42	0.44	0.43	0.38	0.37	0.37	0.36	0.34
Ca	0.42	0.42	0.43	0.38	0.35	0.43	0.45	0.44	0.42	0.34	0.25	0.20	0.22	0.21	0.18	0.23	0.25	0.25	0.19
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.95	7.94	7.96	7.96	7.96	7.96	7.99	7.98	7.97	7.95	7.95	7.95	7.95	7.93	7.95	7.95	7.93	7.92
100Fe/(Fe+Mg)	87.45	87.55	88.38	86.51	87.16	85.60	84.55	84.58	83.00	83.14	84.36	84.03	83.33	83.96	85.10	85.66	85.60	85.71	86.12
Xalm	71.82	72.51	73.70	74.40	75.93	72.79	71.23	71.81	70.95	72.35	70.69	76.47	76.12	76.79	76.14	75.95	75.60	75.79	74.56
Xsps	3.44	2.75	1.73	1.02	1.02	0.34	0.34	0.34	0.34	1.37	7.59	2.08	1.04	1.37	4.21	3.44	3.09	2.81	6.71
Xprp	10.31	10.31	9.69	11.60	11.19	12.24	13.01	13.09	14.53	14.68	13.10	14.53	15.22	14.68	13.33	12.71	12.71	12.63	12.01
Xgrs	14.43	14.43	14.88	12.97	11.86	14.63	15.41	14.77	14.19	11.60	8.62	6.92	7.61	7.17	6.32	7.90	8.59	8.77	6.71

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																		
	1d																		
	161001r	161002	161003	161004	161005	161006	161007	161008	161009	161010	161011	161012	161013	161014	161015	161016	161017	161018	161019r
SiO ₂	38.33	38.23	37.83	38.53	38.26	38.30	38.21	37.79	37.86	37.30	38.10	38.29	38.13	37.53	38.27	38.40	37.66	38.45	37.54
TiO ₂	0.01	0.09	0.26	0.01	0.05	0.02	0.01	0.01	0.06	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01
Al ₂ O ₃	21.44	21.50	21.64	21.42	21.30	21.42	21.26	21.31	21.62	21.05	21.15	20.81	21.28	21.52	21.54	21.01	21.40	21.36	21.11
Cr ₂ O ₃	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
FeO	33.00	33.33	32.94	33.82	33.63	33.24	32.23	31.09	33.43	31.38	32.52	33.37	33.39	32.17	33.44	33.68	33.90	32.73	32.40
MnO	0.71	0.73	0.92	0.82	1.27	1.33	1.37	1.64	1.66	1.72	1.75	1.76	1.42	1.66	1.07	0.93	0.57	0.90	1.51
NiO	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05
MgO	3.59	3.70	3.68	3.69	3.45	3.39	3.45	3.33	3.20	3.26	3.38	3.26	3.44	3.43	3.58	3.46	3.66	3.56	3.25
CaO	2.31	2.58	2.73	2.42	2.01	2.01	2.44	2.59	2.48	2.39	2.23	2.17	2.25	1.95	2.32	2.53	2.45	2.33	2.55
Na ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
Total	99.52	100.20	100.01	100.71	100.02	99.72	99.01	97.80	100.36	97.17	99.25	99.72	99.91	98.28	100.27	100.07	99.68	99.35	98.43
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.05	3.03	3.00	3.04	3.04	3.05	3.06	3.06	3.01	3.04	3.05	3.06	3.04	3.03	3.03	3.05	3.01	3.06	3.03
Ti	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.01	2.01	2.03	1.99	2.00	2.01	2.01	2.03	2.03	2.02	2.00	1.96	2.00	2.05	2.01	1.97	2.02	2.01	2.01
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.20	2.21	2.19	2.23	2.24	2.21	2.16	2.10	2.22	2.14	2.18	2.23	2.23	2.17	2.22	2.24	2.27	2.18	2.19
Mn	0.05	0.05	0.06	0.05	0.09	0.09	0.09	0.11	0.11	0.12	0.12	0.12	0.10	0.11	0.07	0.06	0.04	0.06	0.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.43	0.44	0.44	0.43	0.41	0.40	0.41	0.40	0.38	0.40	0.40	0.39	0.41	0.41	0.42	0.41	0.44	0.42	0.39
Ca	0.20	0.22	0.23	0.20	0.17	0.17	0.21	0.22	0.21	0.21	0.19	0.19	0.19	0.17	0.20	0.22	0.21	0.20	0.22
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.94	7.97	7.97	7.94	7.95	7.93	7.94	7.92	7.96	7.93	7.95	7.95	7.97	7.94	7.95	7.95	8.00	7.93	7.94
100Fe/(Fe+Mg)	83.65	83.40	83.27	83.83	84.53	84.67	84.05	84.00	85.38	84.25	84.50	85.11	84.47	84.11	84.09	84.53	83.76	83.85	84.88
Xalm	76.39	75.68	75.00	76.63	76.98	77.00	75.26	74.20	76.03	74.56	75.43	76.11	76.11	75.87	76.29	76.45	76.69	76.22	75.52
Xsps	1.74	1.71	2.05	1.72	3.09	3.14	3.14	3.89	3.77	4.18	4.15	4.10	3.41	3.85	2.41	2.05	1.35	2.10	3.45
Xprp	14.93	15.07	15.07	14.78	14.09	13.94	14.29	14.13	13.01	13.94	13.84	13.31	13.99	14.34	14.43	13.99	14.86	14.69	13.45
Xgrs	6.94	7.53	7.88	6.87	5.84	5.92	7.32	7.77	7.19	7.32	6.57	6.48	6.48	5.94	6.87	7.51	7.09	6.99	7.59

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	170101r	170102	170103	170104	170105	170106	170107	170108	170109	170110	170111	170112	170113	170114	170115	170116	170117	170118
SiO ₂	37.94	37.95	36.83	38.41	37.96	38.26	38.21	38.23	37.32	38.04	37.81	37.47	37.42	37.73	37.52	37.90	37.59	37.81
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.04	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.02	0.05	0.16	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.59	21.68	21.74	21.69	21.40	21.25	21.26	21.54	21.33	21.08	21.31	21.42	20.71	21.08	21.20	20.62	21.16	20.67
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.03
FeO	32.80	33.00	33.44	32.21	32.82	33.23	31.01	31.74	31.03	31.53	29.91	30.93	30.24	29.71	30.15	29.99	28.96	29.92
MnO	1.18	0.67	0.27	0.29	0.54	0.97	1.80	2.27	3.20	4.26	4.68	4.35	5.05	5.16	5.34	5.09	5.14	5.32
NiO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00	0.01	0.03	0.05	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00
MgO	3.46	3.79	4.01	3.90	3.48	3.22	2.89	2.68	2.37	2.49	2.21	2.28	2.24	2.02	2.20	2.13	2.11	2.18
CaO	2.46	2.55	2.77	3.40	4.05	3.62	3.28	3.55	3.30	3.06	3.54	3.12	2.72	3.05	3.20	3.02	3.08	3.02
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
Total	99.49	99.64	99.11	99.97	100.34	100.65	98.49	100.06	98.58	100.51	99.53	99.57	98.49	98.78	99.67	98.92	98.15	98.97
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.03	3.02	2.96	3.03	3.01	3.03	3.07	3.04	3.02	3.04	3.04	3.02	3.05	3.05	3.02	3.07	3.05	3.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Al	2.03	2.03	2.06	2.02	2.00	1.98	2.01	2.02	2.04	1.98	2.02	2.03	1.99	2.01	2.01	1.97	2.03	1.97
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.19	2.20	2.25	2.13	2.18	2.20	2.08	2.11	2.10	2.10	2.01	2.08	2.06	2.01	2.03	2.03	1.97	2.03
Mn	0.08	0.05	0.02	0.02	0.04	0.07	0.12	0.15	0.22	0.29	0.32	0.30	0.35	0.35	0.36	0.35	0.35	0.37
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.41	0.45	0.48	0.46	0.41	0.38	0.35	0.32	0.29	0.30	0.26	0.27	0.27	0.24	0.26	0.26	0.26	0.26
Ca	0.21	0.22	0.24	0.29	0.34	0.31	0.28	0.30	0.29	0.26	0.30	0.27	0.24	0.26	0.28	0.26	0.27	0.26
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.95	7.97	8.01	7.95	7.98	7.98	7.91	7.94	7.96	7.97	7.95	7.97	7.97	7.92	7.96	7.95	7.94	7.95
100Fe/(Fe+Mg)	84.23	83.02	82.42	82.24	84.17	85.27	85.60	86.83	87.87	87.50	88.55	88.51	88.41	89.33	88.65	88.65	88.34	88.65
Xalm	75.78	75.34	75.25	73.45	73.40	74.32	73.50	73.26	72.41	71.19	69.55	71.23	70.55	70.28	69.28	70.00	69.12	69.52
Xsps	2.77	1.71	0.67	0.69	1.35	2.36	4.24	5.21	7.59	9.83	11.07	10.27	11.99	12.24	12.29	12.07	12.28	12.67
Xrpp	14.19	15.41	16.05	15.86	13.80	12.84	12.37	11.11	10.00	10.17	9.00	9.25	9.25	8.39	8.87	8.97	9.12	8.90
Xgrs	7.27	7.53	8.03	10.00	11.45	10.47	9.89	10.42	10.00	8.81	10.38	9.25	8.22	9.09	9.56	8.97	9.47	8.90

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	1c																	
	170119	170120	170121	170122	170123	170124	170125	170126	170127	170128	170129	170130	170131	170132	170133	170134	170135	170136
SiO ₂	37.56	37.79	37.40	37.05	37.75	37.42	37.42	37.66	37.93	36.99	37.51	37.59	37.74	36.92	37.27	37.97	37.29	37.48
TiO ₂	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.10	0.13	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.05	0.02	0.05	0.05	0.13	0.04
Al ₂ O ₃	21.20	21.16	20.86	21.19	20.94	21.02	20.95	21.17	20.94	21.18	20.84	21.16	20.91	21.20	21.09	21.33	21.35	21.77
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
FeO	29.55	29.99	29.69	29.90	29.74	28.64	29.30	28.82	29.22	27.97	28.79	29.63	29.08	29.60	31.03	29.91	32.18	33.03
MnO	5.57	5.80	5.83	5.97	6.06	6.60	6.73	6.72	6.75	7.08	6.71	6.68	6.37	5.38	4.22	2.87	2.00	0.96
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.04	0.04	0.07	0.05	0.03	0.01	0.08	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	2.09	2.07	2.12	1.96	1.90	1.89	1.88	1.83	1.83	1.79	1.78	1.85	1.79	2.09	2.13	2.36	2.58	3.02
CaO	2.97	2.76	2.69	2.91	3.08	3.10	3.07	3.06	3.24	3.28	3.15	2.84	3.13	3.35	3.41	3.66	3.62	3.26
Na ₂ O	0.06	0.02	0.03	0.02	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.05	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
Total	99.04	99.63	98.64	98.99	99.54	98.87	99.52	99.36	99.99	98.35	98.89	99.86	99.23	98.67	99.23	98.17	99.16	99.62
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	3.04	3.04	3.04	3.01	3.05	3.04	3.03	3.04	3.05	3.02	3.05	3.03	3.05	3.00	3.02	3.07	3.01	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Al	2.02	2.01	2.00	2.03	1.99	2.01	2.00	2.01	1.98	2.04	1.99	2.01	1.99	2.03	2.01	2.03	2.03	2.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.00	2.02	2.02	2.03	2.01	1.94	1.98	1.95	1.96	1.91	1.95	2.00	1.97	2.01	2.10	2.02	2.17	2.21
Mn	0.38	0.40	0.40	0.41	0.41	0.45	0.46	0.46	0.46	0.49	0.46	0.46	0.44	0.37	0.29	0.20	0.14	0.06
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.25	0.26	0.24	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.22	0.25	0.26	0.28	0.31	0.36
Ca	0.26	0.24	0.23	0.25	0.27	0.27	0.27	0.27	0.28	0.29	0.27	0.25	0.27	0.29	0.30	0.32	0.31	0.28
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.96	7.96	7.95	7.97	7.96	7.96	7.98	7.95	7.95	7.97	7.94	7.98	7.95	7.96	7.98	7.92	7.98	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	88.89	88.99	88.60	89.43	89.73	89.40	89.59	89.86	89.91	89.67	89.86	90.09	89.95	88.94	88.98	87.83	87.50	85.99
Xalm	69.20	69.42	69.42	69.28	68.84	67.13	67.35	67.24	67.12	65.64	67.24	68.26	67.93	68.84	71.19	71.63	74.06	75.95
Xsps	13.15	13.75	13.75	13.99	14.04	15.57	15.65	15.86	15.75	16.84	15.86	15.70	15.17	12.67	9.83	7.09	4.78	2.06
Xprp	8.65	8.59	8.93	8.19	7.88	7.96	7.82	7.59	7.53	7.56	7.59	7.51	7.59	8.56	8.81	9.93	10.58	12.37
Xgrs	9.00	8.25	7.90	8.53	9.25	9.34	9.18	9.31	9.59	9.97	9.31	8.53	9.31	9.93	10.17	11.35	10.58	9.62

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	1c										Zona de la sillimanita (1)										1c									
	170137	170138	170139	170140	170141r	171101r	171102	171103	171104	171105	171106	171107	171108	171109	171110	171111	171112	171113												
SiO ₂	37.77	38.26	37.84	37.60	37.57	38.29	38.07	38.17	37.87	37.77	37.90	37.66	37.41	37.24	37.24	37.33	35.65	36.66												
TiO ₂	0.02	0.03	0.01	0.03	0.01	0.04	0.04	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.06	0.03	0.01	0.04	0.03	0.08												
Al ₂ O ₃	21.68	21.90	21.80	21.77	21.45	22.01	21.95	21.94	21.72	21.74	21.33	21.58	21.64	21.64	21.52	21.43	21.52	21.67												
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.05	0.02	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.04	0.03	0.04	0.01	0.05	0.00												
FeO	32.91	33.97	34.44	33.57	32.08	33.95	33.63	32.58	33.88	33.35	33.93	32.86	33.46	32.83	31.67	30.94	30.05	30.00												
MnO	0.61	0.57	0.82	1.78	4.26	0.79	0.55	0.43	0.43	0.65	0.98	1.15	2.00	2.88	3.86	4.91	5.34	5.64												
NiO	0.00	0.04	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.01	0.05	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00												
MgO	3.74	3.82	3.81	3.28	2.50	3.57	3.86	3.74	3.33	3.32	3.13	2.86	2.53	2.23	1.99	1.68	1.64	1.66												
CaO	3.36	3.02	2.38	2.38	2.01	2.39	2.79	3.31	3.14	3.04	2.89	3.33	3.74	3.52	3.88	3.96	3.83	3.66												
Na ₂ O	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.03	0.04	0.03	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00												
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Total	100.13	101.62	101.20	100.46	99.97	101.06	100.96	100.23	100.43	99.90	100.30	99.50	100.96	100.41	100.21	100.32	98.15	99.38												
Cationes en base a 12 oxígenos																														
Si	3.00	3.00	2.99	2.99	3.02	3.01	3.00	3.01	3.01	3.01	3.02	3.02	2.98	2.98	2.99	3.00	2.94	2.97												
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01												
Al	2.03	2.02	2.03	2.04	2.03	2.04	2.04	2.04	2.03	2.04	2.00	2.04	2.03	2.04	2.04	2.03	2.09	2.07												
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Fe ²⁺ (t)	2.18	2.23	2.27	2.23	2.15	2.23	2.21	2.15	2.25	2.22	2.26	2.20	2.23	2.20	2.13	2.08	2.07	2.03												
Mn	0.04	0.04	0.05	0.12	0.29	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.07	0.08	0.14	0.20	0.26	0.33	0.37	0.39												
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Mg	0.44	0.45	0.45	0.39	0.30	0.42	0.45	0.44	0.39	0.39	0.37	0.34	0.30	0.27	0.24	0.20	0.20	0.20												
Ca	0.29	0.25	0.20	0.20	0.17	0.20	0.24	0.28	0.27	0.26	0.25	0.29	0.32	0.30	0.33	0.34	0.34	0.32												
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00												
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00												
Total	7.98	7.99	8.00	7.97	7.97	7.95	7.98	7.95	7.99	7.96	7.97	7.98	8.00	7.99	7.99	7.98	8.02	7.99												
100Fe/(Fe+Mg)	83.21	83.21	83.46	85.11	87.76	84.15	83.08	83.01	85.23	85.06	85.93	86.61	88.14	89.07	89.87	91.23	91.19	91.03												
Xalm	73.90	75.08	76.43	75.85	73.88	76.90	75.17	74.14	76.53	76.29	76.61	75.60	74.58	74.07	71.96	70.51	69.46	69.05												
Xsps	1.36	1.35	1.68	4.08	9.97	1.72	1.36	1.03	1.02	1.37	2.37	2.75	4.68	6.73	8.78	11.19	12.42	13.27												
Xprp	14.92	15.15	15.15	13.27	10.31	14.48	15.31	15.17	13.27	13.40	12.54	11.68	10.03	9.09	8.11	6.78	6.71	6.80												
Xgrs	9.83	8.42	6.73	6.80	5.84	6.90	8.16	9.66	9.18	8.93	8.47	9.97	10.70	10.10	11.15	11.53	11.41	10.88												

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	1c																	
	171114	171115	171116	171117	171118	171119	171120	171121	171122	171123	171124	171125	171126	171127	171128	171129	171130	171131
SiO ₂	36.99	37.15	37.73	37.59	37.09	37.37	37.63	36.95	38.01	37.85	36.01	37.62	37.49	37.74	37.54	37.22	37.31	37.24
TiO ₂	0.41	0.02	0.02	0.02	0.23	0.08	0.00	0.18	0.33	0.02	0.01	0.35	0.10	0.04	0.04	0.03	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	20.90	21.47	21.56	21.28	21.51	21.38	21.44	21.52	21.07	21.33	21.36	21.09	21.74	21.83	21.25	21.24	21.53	21.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00
FeO	29.03	29.88	29.89	29.92	29.16	28.93	28.62	30.00	29.70	29.58	29.95	29.19	30.26	28.38	30.04	30.05	30.81	31.60
MnO	6.08	6.20	6.42	6.80	5.96	6.77	6.79	6.75	6.75	6.64	6.67	6.18	6.32	6.28	5.68	4.59	5.44	4.55
NiO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.05	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.09	0.00	0.02
MgO	1.67	1.53	1.56	1.54	1.49	1.54	1.46	1.52	1.51	1.56	1.63	1.54	1.67	1.60	1.64	1.63	1.78	1.83
CaO	3.42	3.27	3.19	3.02	3.14	2.98	3.07	2.88	2.71	3.13	3.23	3.25	3.28	3.21	3.43	3.56	3.55	3.55
Na ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.06	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00
Total	98.55	99.53	100.40	100.18	98.70	99.12	99.07	99.82	100.11	100.20	98.93	99.22	100.86	99.07	99.77	98.39	100.50	100.15
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.02	3.01	3.02	3.02	3.01	3.03	3.04	2.99	3.05	3.04	2.95	3.04	2.99	3.04	3.03	3.03	2.99	3.00
Ti	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.01	2.05	2.04	2.02	2.06	2.04	2.04	2.05	1.99	2.02	2.06	2.01	2.05	2.07	2.02	2.04	2.04	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.98	2.02	2.00	2.01	1.98	1.96	1.94	2.03	1.99	1.98	2.05	1.97	2.02	1.91	2.02	2.05	2.07	2.13
Mn	0.42	0.42	0.44	0.46	0.41	0.46	0.47	0.46	0.46	0.45	0.46	0.42	0.43	0.43	0.39	0.32	0.37	0.31
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.20	0.18	0.19	0.18	0.18	0.19	0.18	0.18	0.18	0.19	0.20	0.19	0.20	0.19	0.20	0.20	0.21	0.22
Ca	0.30	0.28	0.27	0.26	0.27	0.26	0.27	0.25	0.23	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.30	0.31	0.30	0.31
Na	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.96	7.96	7.95	7.92	7.94	7.94	7.97	7.92	7.95	8.01	7.93	7.98	7.92	7.96	7.96	7.98	8.00
100Fe/(Fe+Mg)	90.83	91.82	91.32	91.78	91.67	91.16	91.51	91.86	91.71	91.24	91.11	91.20	90.99	90.95	90.99	91.11	90.79	90.64
Xalm	68.28	69.66	68.97	69.07	69.72	68.29	67.83	69.52	69.58	68.51	68.56	68.88	68.94	67.97	69.42	71.18	70.17	71.72
Xsps	14.48	14.48	15.17	15.81	14.44	16.03	16.43	15.75	16.08	15.57	15.38	14.69	14.68	15.30	13.40	11.11	12.54	10.44
Xprp	6.90	6.21	6.55	6.19	6.34	6.62	6.29	6.16	6.29	6.57	6.69	6.64	6.83	6.76	6.87	6.94	7.12	7.41
Xgrs	10.34	9.66	9.31	8.93	9.51	9.06	9.44	8.56	8.04	9.34	9.36	9.79	9.56	9.96	10.31	10.76	10.17	10.44

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	1c										Zona de la sillimanita (1)								
	171132	171133	171134	171135	171136	171137	171138	171139	171140r	180101r	180102	180103	180104	180105	180106	180107	180108	180109	
SiO ₂	36.58	37.44	37.51	37.90	38.29	38.52	37.81	38.05	37.38	37.75	36.74	37.10	37.16	37.52	37.06	36.38	36.92	37.44	
TiO ₂	0.02	0.02	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.06	0.00	0.04	0.06	0.15	0.09	0.08	0.12	
Al ₂ O ₃	21.05	21.72	21.59	21.51	21.54	21.68	21.83	21.71	21.28	21.63	21.20	21.48	21.90	20.97	21.47	21.48	21.38	21.22	
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	
FeO	31.82	32.95	33.39	34.12	33.10	33.67	33.79	33.32	31.25	34.65	35.65	33.98	35.84	34.51	34.11	35.13	33.51	33.52	
MnO	3.47	2.58	2.00	1.48	1.00	0.70	0.84	1.58	3.51	1.22	1.12	1.16	1.04	1.34	1.25	1.26	1.31	1.29	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.02	0.02	0.05	
MgO	2.05	2.44	2.69	3.23	3.46	3.58	3.67	3.29	2.60	2.49	2.47	2.49	2.24	1.73	1.28	1.02	0.88	0.74	
CaO	3.51	3.49	3.47	3.25	3.14	3.25	2.55	2.50	2.56	2.02	2.44	2.67	2.69	3.73	4.74	5.28	5.57	6.30	
Na ₂ O	0.02	0.01	0.02	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.05	0.03	0.00	0.00	
K ₂ O	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	98.57	100.65	100.73	101.56	100.62	101.45	100.48	100.53	98.67	99.81	99.69	98.94	100.97	99.91	100.11	100.74	99.67	100.67	
Cationes en base a 12 oxígenos																			
Si	2.99	2.99	2.99	2.99	3.03	3.02	3.00	3.02	3.03	3.03	2.98	3.00	2.97	3.03	2.99	2.94	2.99	3.00	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	
Al	2.03	2.04	2.03	2.00	2.01	2.00	2.04	2.03	2.03	2.04	2.02	2.05	2.06	1.99	2.04	2.04	2.04	2.01	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺ (t)	2.17	2.20	2.22	2.25	2.19	2.21	2.24	2.21	2.12	2.32	2.42	2.30	2.39	2.33	2.30	2.37	2.27	2.25	
Mn	0.24	0.17	0.14	0.10	0.07	0.05	0.06	0.11	0.24	0.08	0.08	0.08	0.07	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.25	0.29	0.32	0.38	0.41	0.42	0.43	0.39	0.31	0.30	0.30	0.30	0.27	0.21	0.15	0.12	0.11	0.09	
Ca	0.31	0.30	0.30	0.28	0.27	0.27	0.22	0.21	0.22	0.17	0.21	0.23	0.23	0.32	0.41	0.46	0.48	0.54	
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.99	7.99	8.00	8.01	7.98	7.97	7.99	7.97	7.95	7.94	8.01	7.96	7.99	7.97	8.00	8.04	7.98	7.99	
100Fe/(Fe+Mg)	89.67	88.35	87.40	85.55	84.23	84.03	83.90	85.00	87.24	88.55	88.97	88.46	89.85	91.73	93.88	95.18	95.38	96.15	
Xalm	73.06	74.32	74.50	74.75	74.49	74.92	75.93	75.68	73.36	80.84	80.40	79.04	80.74	78.98	77.97	77.96	76.95	75.76	
Xsps	8.08	5.74	4.70	3.32	2.38	1.69	2.03	3.77	8.30	2.79	2.66	2.75	2.36	3.05	3.05	2.96	3.05	3.03	
Xprp	8.42	9.80	10.74	12.62	13.95	14.24	14.58	13.36	10.73	10.45	9.97	10.31	9.12	7.12	5.08	3.95	3.73	3.03	
Xgrs	10.44	10.14	10.07	9.30	9.18	9.15	7.46	7.19	7.61	5.92	6.98	7.90	7.77	10.85	13.90	15.13	16.27	18.18	

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	180110	180111	180112	180113	180114	180115	180116	180117	180118	180119	180120	180121	180122	180123	180124	180125	180126	180127
SiO ₂	37.95	37.05	37.16	36.63	36.67	37.13	36.84	37.91	37.07	37.63	37.89	38.27	37.59	37.79	38.01	36.97	35.63	36.97
TiO ₂	0.14	0.09	0.09	0.10	0.13	0.11	0.10	0.15	0.12	0.06	0.13	0.16	0.09	0.15	0.13	0.07	0.11	0.14
Al ₂ O ₃	21.88	21.58	21.42	21.27	21.44	20.75	20.76	21.61	21.40	21.26	21.20	21.37	21.32	21.50	21.38	21.42	21.73	21.49
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02
FeO	33.17	33.55	33.50	33.41	33.83	34.01	32.92	33.13	32.44	33.79	32.73	33.27	33.36	33.48	32.72	33.26	33.76	34.18
MnO	1.28	1.45	1.32	1.62	1.59	1.52	1.67	1.76	2.04	1.87	1.75	1.82	1.95	1.97	2.01	1.94	1.93	1.61
NiO	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.06	0.00	0.06	0.03	0.03	0.00	0.01	0.08	0.01
MgO	0.70	0.67	0.65	0.66	0.64	0.66	0.68	0.58	0.62	0.58	0.62	0.63	0.67	0.63	0.60	0.67	0.62	0.66
CaO	6.26	6.29	5.97	6.37	5.90	6.30	6.48	6.67	6.18	6.23	6.03	6.52	5.87	6.11	6.39	6.34	6.03	6.23
Na ₂ O	0.00	0.00	0.04	0.01	0.06	0.00	0.03	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.03	0.03	0.02	0.06
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	101.39	100.72	100.17	100.07	100.26	100.48	99.49	101.82	99.94	101.54	100.36	102.14	100.92	101.66	101.28	100.71	99.91	101.38
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.01	2.98	3.00	2.97	2.96	3.00	3.00	3.00	2.99	3.00	3.04	3.02	3.01	3.00	3.02	2.97	2.90	2.96
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01
Al	2.04	2.04	2.04	2.03	2.04	1.98	1.99	2.02	2.04	2.00	2.00	1.99	2.01	2.01	2.00	2.03	2.09	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.20	2.25	2.26	2.26	2.29	2.30	2.24	2.20	2.19	2.25	2.19	2.20	2.23	2.23	2.18	2.24	2.30	2.29
(t)																		
Mn	0.09	0.10	0.09	0.11	0.11	0.10	0.11	0.12	0.14	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.11
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.08	0.07	0.07	0.08	0.08	0.08
Ca	0.53	0.54	0.52	0.55	0.51	0.55	0.57	0.57	0.53	0.53	0.52	0.55	0.50	0.52	0.54	0.55	0.53	0.53
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.96	8.00	8.01	8.01	8.01	8.02	8.01	7.99	7.97	7.98	7.95	7.96	7.97	7.97	7.96	8.00	8.05	8.02
100Fe/(Fe+Mg)	96.49	96.57	96.58	96.58	96.62	96.64	96.55	96.92	96.90	96.98	96.90	96.92	96.54	96.96	96.89	96.55	96.64	96.62
Xalm	75.86	75.76	76.61	75.33	76.59	75.91	74.67	74.32	74.74	75.50	75.52	74.83	75.85	75.59	74.40	74.67	75.66	76.08
Xsps	3.10	3.37	3.05	3.67	3.68	3.30	3.67	4.05	4.78	4.36	4.14	4.08	4.42	4.41	4.78	4.33	4.28	3.65
Xprp	2.76	2.69	2.71	2.67	2.68	2.64	2.67	2.36	2.39	2.35	2.41	2.38	2.72	2.37	2.39	2.67	2.63	2.66
Xgrs	18.28	18.18	17.63	18.33	17.06	18.15	19.00	19.26	18.09	17.79	17.93	18.71	17.01	17.63	18.43	18.33	17.43	17.61

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																	
	180128	180129	180130	180131	180132	180133	180134	180135	180136	180137	180138	180139	180140	180141	180142	180143	180144	180145
SiO ₂	36.89	36.84	37.64	37.12	36.81	37.80	38.62	37.44	37.83	37.41	36.72	37.24	37.52	36.21	36.39	36.67	36.84	36.74
TiO ₂	0.13	0.11	0.09	0.10	0.16	0.09	0.06	0.07	0.15	0.14	0.12	0.07	0.15	0.10	0.07	0.13	0.10	0.12
Al ₂ O ₃	21.54	21.41	21.32	21.67	21.58	21.53	21.51	21.33	21.37	21.28	21.17	21.41	21.64	21.45	21.54	21.39	21.58	21.58
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00
FeO	33.41	33.35	34.13	34.13	34.59	34.87	34.32	34.74	34.78	34.11	34.47	33.45	34.70	33.79	34.16	34.41	34.30	34.28
MnO	1.62	1.38	1.33	1.29	1.25	1.34	1.27	1.20	1.24	1.28	1.25	1.14	1.20	1.18	1.36	1.30	1.20	1.20
NiO	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.06	0.01	0.00	0.00	0.07	0.00	0.09	0.02	0.00	0.00
MgO	0.66	0.68	0.69	0.71	0.72	0.69	0.75	0.82	0.75	0.76	0.73	0.76	0.73	0.73	0.72	0.68	0.68	0.71
CaO	6.11	5.49	5.58	5.89	5.52	5.55	5.64	5.38	5.51	5.60	5.61	5.68	5.56	5.17	5.82	5.85	6.00	5.79
Na ₂ O	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.07	0.00	0.05	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.40	99.28	100.82	100.94	100.63	101.89	102.18	100.99	101.71	100.66	100.12	99.80	101.61	98.64	100.16	100.45	100.74	100.42
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	2.97	2.99	3.01	2.97	2.96	3.00	3.04	3.00	3.01	3.00	2.97	3.01	2.99	2.97	2.95	2.96	2.96	2.96
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
Al	2.05	2.05	2.01	2.05	2.05	2.02	2.00	2.01	2.00	2.01	2.02	2.04	2.03	2.07	2.06	2.04	2.05	2.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.25	2.27	2.29	2.29	2.33	2.32	2.26	2.33	2.31	2.29	2.34	2.26	2.31	2.32	2.32	2.32	2.31	2.31
Mn	0.11	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.08
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.08	0.09
Ca	0.53	0.48	0.48	0.51	0.48	0.47	0.48	0.46	0.47	0.48	0.49	0.49	0.47	0.45	0.51	0.51	0.52	0.50
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.00	7.98	7.98	8.00	8.01	7.99	7.96	7.98	7.97	7.98	8.01	7.98	7.99	7.99	8.03	8.01	8.01	8.00
100Fe/(Fe+Mg)	96.57	96.60	96.62	96.62	96.28	96.67	96.17	95.88	96.25	96.22	96.30	96.17	96.25	96.27	96.27	96.67	96.65	96.25
Xalm	75.76	77.47	77.89	77.10	77.93	78.38	77.40	78.45	78.31	77.63	77.74	77.40	78.31	78.91	77.08	77.33	77.26	77.52
Xsps	3.70	3.41	3.06	3.03	3.01	3.04	3.08	2.69	2.71	3.05	2.99	2.74	2.71	2.72	2.99	3.00	2.68	2.68
Xprp	2.69	2.73	2.72	2.69	3.01	2.70	3.08	3.37	3.05	3.05	2.99	3.08	3.05	3.06	2.99	2.67	2.68	3.02
Xgrs	17.85	16.38	16.33	17.17	16.05	15.88	16.44	15.49	15.93	16.27	16.28	16.78	15.93	15.31	16.94	17.00	17.39	16.78

TABLA 5a: Análisis químicos de granates tipo A de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)												
	4a												
	180146	180147	180148	180149	180150	180151	180152	180153	180154	180155	180156	180157	180158r
SiO ₂	36.78	36.95	36.72	36.62	37.21	37.08	38.29	37.29	37.71	37.55	37.08	37.39	36.69
TiO ₂	0.09	0.13	0.12	0.09	0.05	0.07	0.10	0.04	0.09	0.02	0.04	0.04	0.03
Al ₂ O ₃	21.58	21.20	21.53	21.21	21.67	21.66	21.40	21.53	21.45	21.69	21.93	21.68	21.57
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	34.64	33.68	34.12	34.58	35.49	34.71	34.60	35.35	34.79	34.69	36.17	35.84	35.46
MnO	1.28	1.31	1.14	1.15	1.20	1.01	1.02	1.06	1.07	1.04	0.92	1.25	1.59
NiO	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.08	0.08	0.07	0.00	0.00	0.00	0.06	0.03
MgO	0.79	0.72	0.78	0.79	0.75	0.87	1.00	1.25	1.31	2.07	2.88	2.62	2.50
CaO	5.58	5.61	5.49	5.13	4.74	4.59	4.94	3.99	4.30	3.19	2.13	1.98	1.58
Na ₂ O	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.75	99.65	99.94	99.58	101.11	100.13	101.43	100.60	100.71	100.26	101.15	100.86	99.48
Cationes en base a 12 oxigenos													
Si	2.96	3.00	2.97	2.98	2.98	2.99	3.04	3.00	3.02	3.01	2.95	2.99	2.97
Ti	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.05	2.03	2.05	2.03	2.05	2.06	2.00	2.04	2.02	2.05	2.06	2.04	2.06
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.33	2.28	2.31	2.35	2.38	2.34	2.30	2.37	2.33	2.32	2.41	2.39	2.40
Mn	0.09	0.09	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.06	0.08	0.11
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.09	0.09	0.09	0.10	0.09	0.10	0.12	0.15	0.16	0.25	0.34	0.31	0.30
Ca	0.48	0.49	0.48	0.45	0.41	0.40	0.42	0.34	0.37	0.27	0.18	0.17	0.14
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.01	7.99	7.99	8.00	7.99	7.96	7.97	7.97	7.98	7.97	8.00	7.98	7.99
100Fe/(Fe+Mg)	96.28	96.20	96.25	95.92	96.36	95.90	95.04	94.05	93.57	90.27	87.64	88.52	88.89
Xalm	77.93	77.29	78.04	78.86	80.41	80.41	79.04	80.89	79.52	79.73	80.60	81.02	81.36
Xsps	3.01	3.05	2.70	2.68	2.70	2.41	2.41	2.39	2.39	2.41	2.01	2.71	3.73
Xprp	3.01	3.05	3.04	3.36	3.04	3.44	4.12	5.12	5.46	8.59	11.37	10.51	10.17
Xgrs	16.05	16.61	16.22	15.10	13.85	13.75	14.43	11.60	12.63	9.28	6.02	5.76	4.75

TABLA 5a: Análisis químicos de un granate tipo A de una anfibolita

Tipo textural	Zona del granate																		
	40101r	40102	40103	40104	40105	40106	40107	40108	40109	40110	40111	40112	40113	40114	40115	40116	40117	40118	40119
SiO ₂	39.47	39.47	39.15	39.00	39.41	39.06	38.95	38.45	39.03	38.91	38.56	38.10	38.39	39.59	38.57	39.00	38.42	38.43	38.48
TiO ₂	0.08	0.03	0.04	0.13	0.19	0.17	0.17	0.28	0.20	0.21	0.31	0.26	0.21	0.24	0.35	0.26	0.31	0.28	0.27
Al ₂ O ₃	22.08	21.88	21.94	21.76	21.22	21.28	21.42	20.96	20.88	21.21	20.83	21.44	21.10	21.00	21.11	21.13	20.88	21.37	21.10
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.03	0.07	0.01	0.03	0.03	0.09	0.07	0.06	0.00	0.04	0.06	0.07	0.03	0.09	0.01	0.06	0.01
FeO	25.04	24.33	24.43	21.01	15.77	14.98	14.55	13.79	14.06	13.69	13.72	13.72	13.45	13.32	12.30	12.97	12.52	12.33	12.21
MnO	1.62	2.12	2.24	7.90	12.17	12.84	12.49	13.49	13.19	14.07	14.67	15.10	15.40	15.46	15.42	14.91	15.93	16.80	15.23
NiO	0.00	0.03	0.03	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00
MgO	1.69	1.46	1.54	1.12	0.51	0.44	0.44	0.40	0.39	0.46	0.44	0.39	0.37	0.42	0.37	0.39	0.38	0.38	0.37
CaO	10.06	10.02	9.62	9.68	12.22	12.60	12.63	13.06	12.07	11.31	12.13	11.97	11.33	11.75	12.57	11.32	11.61	11.51	11.59
Na ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.04	99.35	99.04	100.69	101.55	101.41	100.71	100.52	99.89	99.92	100.66	101.02	100.38	101.85	100.75	100.06	100.09	101.18	99.26
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.08	3.10	3.09	3.06	3.07	3.05	3.05	3.03	3.08	3.07	3.04	3.00	3.04	3.08	3.04	3.08	3.05	3.02	3.06
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al	2.03	2.03	2.04	2.01	1.95	1.96	1.98	1.95	1.95	1.98	1.94	1.99	1.97	1.93	1.96	1.97	1.95	1.98	1.98
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.63	1.60	1.61	1.38	1.03	0.98	0.95	0.91	0.93	0.90	0.91	0.90	0.89	0.87	0.81	0.86	0.83	0.81	0.81
Mn	0.11	0.14	0.15	0.52	0.80	0.85	0.83	0.90	0.88	0.94	0.98	1.01	1.03	1.02	1.03	1.00	1.07	1.12	1.03
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.17	0.18	0.13	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04
Ca	0.84	0.84	0.81	0.81	1.02	1.05	1.06	1.10	1.02	0.96	1.03	1.01	0.96	0.98	1.06	0.96	0.99	0.97	0.99
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.89	7.88	7.88	7.92	7.94	7.95	7.93	7.97	7.92	7.91	7.97	7.98	7.94	7.94	7.96	7.95	7.95	7.97	7.93
100Fe/(Fe+Mg)	89.07	90.40	89.94	91.39	94.50	95.15	95.00	94.79	94.90	94.74	94.79	94.74	95.70	94.57	95.29	94.51	95.40	94.19	95.29
Xalm	58.63	58.18	58.55	48.59	35.40	33.45	32.87	30.74	32.29	31.58	30.64	30.30	30.48	29.79	27.55	29.97	28.33	27.46	28.22
Xsps	3.96	5.09	5.45	18.31	27.49	29.01	28.72	30.41	30.56	32.98	33.00	34.01	35.27	34.93	35.03	34.84	36.52	37.97	35.89
Xprp	7.19	6.18	6.55	4.58	2.06	1.71	1.73	1.69	1.74	1.75	1.68	1.68	1.37	1.71	1.36	1.74	1.37	1.69	1.39
Xgrs	30.22	30.55	29.45	28.52	35.05	35.84	36.68	37.16	35.42	33.68	34.68	34.01	32.88	33.56	36.05	33.45	33.79	32.88	34.49

TABLA 5a: Análisis químicos de un granate tipo A de una anfibolita (continuación)

Tipo textural	Zona del granate																		
	1b																		
	40120	40121	40122	40123	40124	40125	40126	40127	40128	40129	40130	40131	40132	40133	40134	40135	40136	40137	40138r
SiO ₂	39.23	39.02	38.98	39.20	39.08	39.27	39.06	38.20	38.64	38.64	39.31	38.69	39.00	38.93	39.22	39.10	38.23	38.57	39.09
TiO ₂	0.38	0.34	0.34	0.33	0.22	0.26	0.35	0.26	0.28	0.28	0.30	0.22	0.22	0.22	0.18	0.07	0.07	0.06	0.00
Al ₂ O ₃	21.25	21.20	21.32	21.23	21.12	21.10	20.69	21.16	21.31	21.18	21.11	21.12	21.17	21.36	21.34	21.84	21.88	21.62	21.77
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.04	0.08	0.05	0.02	0.05	0.09	0.08	0.09	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00
FeO	12.26	12.70	12.28	12.58	12.52	12.96	12.97	13.03	13.43	13.54	13.69	14.15	14.28	14.52	15.33	24.59	22.21	23.43	24.96
MnO	16.57	15.97	15.97	16.05	16.00	15.30	14.97	14.89	14.65	13.71	13.76	13.51	12.59	12.44	12.14	3.19	7.04	3.48	2.66
NiO	0.00	0.00	0.06	0.03	0.02	0.01	0.00	0.02	0.07	0.05	0.03	0.01	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.09	0.00
MgO	0.34	0.36	0.38	0.38	0.33	0.40	0.43	0.41	0.40	0.44	0.42	0.38	0.41	0.34	0.58	1.76	1.30	1.48	1.71
CaO	11.81	11.33	11.91	12.02	11.75	12.19	12.77	12.08	12.54	12.75	12.64	12.82	13.06	12.97	12.63	10.13	9.41	9.94	10.56
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.85	100.95	101.30	101.93	101.08	101.51	101.29	100.18	101.39	100.71	101.29	100.94	100.75	100.80	101.45	100.66	100.19	98.69	100.75
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	3.06	3.06	3.05	3.05	3.06	3.07	3.06	3.03	3.03	3.04	3.07	3.04	3.06	3.05	3.06	3.05	3.02	3.07	3.05
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.95	1.96	1.97	1.95	1.95	1.94	1.91	1.98	1.97	1.96	1.94	1.96	1.96	1.97	1.96	2.01	2.04	2.03	2.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	0.80	0.83	0.80	0.82	0.82	0.85	0.85	0.86	0.88	0.89	0.89	0.93	0.94	0.95	1.00	1.61	1.47	1.56	1.63
Mn	1.09	1.06	1.06	1.06	1.06	1.01	0.99	1.00	0.97	0.91	0.91	0.90	0.84	0.83	0.80	0.21	0.47	0.23	0.18
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.20	0.15	0.18	0.20
Ca	0.99	0.95	1.00	1.00	0.99	1.02	1.07	1.03	1.05	1.07	1.06	1.08	1.10	1.09	1.05	0.85	0.80	0.85	0.88
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.95	7.92	7.94	7.94	7.93	7.96	7.95	7.99	7.97	7.95	7.94	7.96	7.96	7.94	7.95	7.93	7.95	7.93	7.94
100Fe/(Fe+Mg)	95.24	95.40	95.24	95.35	95.35	94.44	94.44	94.51	94.62	94.68	94.68	95.88	94.95	95.96	93.46	88.95	90.74	89.66	89.07
Xalm	27.40	28.82	27.59	28.08	28.18	29.01	28.72	29.25	29.83	30.48	30.58	31.53	32.08	32.65	34.25	56.10	50.87	55.32	56.40
Xsps	37.33	36.81	36.55	36.30	36.43	34.47	33.45	34.01	32.88	31.16	31.27	30.51	28.67	28.52	27.40	7.32	16.26	8.16	6.23
Xprp	1.37	1.39	1.38	1.37	1.37	1.71	1.69	1.70	1.69	1.71	1.72	1.36	1.71	1.37	2.40	6.97	5.19	6.38	6.92
Xars	33.90	32.99	34.48	34.25	34.02	34.81	36.15	35.03	35.59	36.64	36.43	36.61	37.54	37.46	35.96	29.62	27.68	30.14	30.45

TABLA 5b: Análisis químicos de granates tipo B de metasedimentos

Zona de sillimanita + Kfs																			
1d																			

TABLA 5b: Análisis químicos de granates tipo B de metasedimentos

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	1d															
	240101r	240102	240103	240104	240105	240106	240107	240108	240109	240110	240111	240112	240113	240114r	240114r	240114r
SiO ₂	36.63	36.64	36.83	36.25	36.83	36.58	36.75	36.73	36.62	36.89	36.46	36.82	36.59	36.40	36.40	36.40
TiO ₂	0.03	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.00	0.03	0.02	0.04	0.03	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	21.39	22.02	21.94	21.73	21.95	21.85	21.81	21.58	21.89	21.72	21.61	22.00	22.05	21.94	21.94	21.94
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.00	0.06	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.06	0.05	0.00	0.08	0.03	0.03	0.03
FeO	25.59	26.77	27.02	26.99	26.67	26.90	27.15	26.45	27.72	26.97	27.57	27.42	26.02	24.69	24.69	24.69
MnO	11.22	11.31	10.35	11.35	11.40	11.26	11.17	10.75	9.78	9.44	10.00	10.61	11.75	14.21	14.21	14.21
NiO	0.00	0.09	0.03	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.06	0.06	0.06
MgO	2.31	2.73	2.76	2.45	2.45	2.55	2.47	2.32	2.86	2.82	2.99	2.73	2.35	1.84	1.84	1.84
CaO	1.39	1.49	1.60	1.37	1.61	1.69	1.54	1.28	1.53	1.63	1.54	1.55	1.35	1.58	1.58	1.58
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	98.60	101.10	100.56	100.25	101.01	100.89	100.97	99.15	100.50	99.58	100.29	101.14	100.33	100.81	100.81	100.81
Si	2.99	2.93	2.95	2.93	2.95	2.94	2.95	2.98	2.94	2.97	2.94	2.94	2.95	2.93	2.93	2.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.06	2.08	2.07	2.07	2.07	2.07	2.06	2.07	2.07	2.06	2.05	2.07	2.09	2.08	2.08	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.75	1.79	1.81	1.83	1.79	1.81	1.82	1.80	1.86	1.82	1.86	1.83	1.75	1.66	1.66	1.66
Mn	0.78	0.77	0.70	0.78	0.77	0.77	0.76	0.74	0.67	0.64	0.68	0.72	0.80	0.97	0.97	0.97
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.28	0.33	0.33	0.30	0.29	0.30	0.30	0.28	0.34	0.34	0.36	0.32	0.28	0.22	0.22	0.22
Ca	0.12	0.13	0.14	0.12	0.14	0.15	0.13	0.11	0.13	0.14	0.13	0.13	0.12	0.14	0.14	0.14
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	8.04	8.00	8.03	8.01	8.04	8.02	7.98	8.01	7.97	8.02	8.01	8.00	8.00	8.00	8.00
100Fe/(Fe+Mg)	86.21	84.43	84.58	85.92	86.06	85.78	85.85	86.54	84.55	84.26	83.78	85.12	86.21	88.30	88.30	88.30
Xalm	59.73	59.27	60.74	60.40	59.87	59.74	60.47	61.43	62.00	61.90	61.39	61.00	59.32	55.52	55.52	55.52
Xsps	26.62	25.50	23.49	25.74	25.75	25.41	25.25	25.26	22.33	21.77	22.44	24.00	27.12	32.44	32.44	32.44
Xprp	9.56	10.93	11.07	9.90	9.70	9.90	9.97	9.56	11.33	11.56	11.88	10.67	9.49	7.36	7.36	7.36
Xgrs	4.10	4.30	4.70	3.96	4.68	4.95	4.32	3.75	4.33	4.76	4.29	4.33	4.07	4.68	4.68	4.68

TABLA 5b: Análisis químicos de granates tipo B de metasedimentos

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	240601r	240602	240603	240604	240605	240606	240607	240608	240609	240610	240611c	240612	240613	240614	240615	240616r
SiO ₂	36.67	36.63	36.42	35.90	36.52	36.61	36.14	36.08	36.59	35.87	36.60	35.97	36.46	36.52	36.49	36.30
TiO ₂	0.01	0.02	0.08	0.05	0.03	0.02	0.04	0.00	0.04	0.04	0.03	0.01	0.05	0.07	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	21.93	22.04	21.75	21.91	22.22	21.47	21.91	21.86	21.68	21.75	21.28	21.87	21.84	22.24	21.98	21.81
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.09	0.01	0.03	0.05
FeO	25.68	27.26	25.92	25.30	26.72	26.84	27.03	26.46	25.77	25.97	25.94	25.44	26.51	26.66	25.68	24.91
MnO	13.01	11.17	11.32	12.01	10.75	10.58	10.25	10.92	11.95	12.23	12.52	12.26	11.44	11.21	11.86	14.12
NiO	0.04	0.03	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.02	0.09	0.05
MgO	2.22	2.64	2.53	2.26	2.68	2.77	2.72	2.55	2.64	2.35	2.33	2.39	2.68	2.65	2.47	2.01
CaO	1.54	1.38	1.35	1.53	1.55	1.58	1.54	1.52	1.41	1.40	1.34	1.44	1.52	1.40	1.45	1.44
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.03	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
Total	101.11	101.16	99.40	99.03	100.51	99.87	99.71	99.42	100.10	99.72	100.16	99.45	100.60	100.80	100.09	100.72
Cationes en base a 12 oxígenos																
Si	2.94	2.93	2.95	2.93	2.93	2.96	2.93	2.93	2.95	2.92	2.96	2.93	2.93	2.93	2.94	2.93
Ti	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.07	2.08	2.08	2.11	2.10	2.05	2.09	2.09	2.06	2.09	2.03	2.10	2.07	2.10	2.09	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	1.72	1.82	1.76	1.73	1.79	1.81	1.83	1.80	1.74	1.77	1.76	1.73	1.78	1.79	1.73	1.68
Mn	0.88	0.76	0.78	0.83	0.73	0.72	0.70	0.75	0.82	0.84	0.86	0.85	0.78	0.76	0.81	0.97
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.27	0.31	0.31	0.27	0.32	0.33	0.33	0.31	0.32	0.28	0.28	0.29	0.32	0.32	0.30	0.24
Ca	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.13	0.12
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.01	8.02	8.01	8.00	8.00	8.01	8.01	8.01	8.01	8.02	8.01	8.04	8.02	8.02	8.01	8.02
100Fe/(Fe+Mg)	86.43	85.45	85.02	86.50	84.83	84.58	84.72	85.31	84.47	86.34	86.27	85.64	84.76	84.83	85.22	87.50
Xalm	57.33	60.47	59.26	58.45	60.27	60.33	61.20	60.20	58.00	58.80	58.28	57.67	59.14	59.87	58.25	55.81
Xsps	29.33	25.25	26.26	28.04	24.58	24.00	23.41	25.08	27.33	27.91	28.48	28.33	25.91	25.42	27.27	32.23
Xprp	9.00	10.30	10.44	9.12	10.77	11.00	11.04	10.37	10.67	9.30	9.27	9.67	10.63	10.70	10.10	7.97
Xgrs	4.33	3.99	4.04	4.39	4.38	4.67	4.35	4.35	4.00	3.99	3.97	4.33	4.32	4.01	4.38	3.99

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)																		
	1a																		
190101r	190102	190103	190104	190105	190106	190107	190108	190109	190110	190111	190112	190113	190114	190115	190116	190117	190118	190119r	
SiO ₂	36.88	37.72	37.26	37.95	38.23	37.36	37.61	37.83	36.50	38.04	37.93	37.64	37.69	37.77	36.80	36.77	36.76	36.62	36.35
TiO ₂	0.08	0.09	0.02	0.09	0.03	0.05	0.04	0.08	0.10	0.04	0.15	0.09	0.04	0.05	0.00	0.05	0.08	0.08	0.09
Al ₂ O ₃	21.41	21.43	21.78	21.53	21.23	21.43	21.86	21.42	21.53	21.43	21.55	21.59	21.48	21.86	21.63	21.75	21.54	21.66	21.65
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.01	0.01	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.02
FeO	37.95	37.34	38.18	38.24	38.07	37.53	38.26	38.29	38.45	37.83	37.49	36.86	37.74	37.57	37.46	38.24	37.79	37.98	38.76
MnO	0.12	0.07	0.11	0.12	0.14	0.18	0.07	0.08	0.07	0.12	0.04	0.11	0.14	0.04	0.02	0.10	0.03	0.15	0.11
NiO	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
MgO	1.96	2.56	2.53	1.88	2.22	2.14	2.15	2.40	2.51	2.54	2.69	2.46	2.69	2.55	2.65	2.66	2.61	2.40	1.76
CaO	1.36	1.58	1.19	1.56	1.13	1.41	1.08	1.53	1.50	1.31	1.59	1.66	1.45	1.59	1.26	1.25	1.44	1.22	1.27
Na ₂ O	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.02	0.02	0.00
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Total	99.79	100.84	101.07	101.38	101.07	100.18	101.07	101.62	100.74	101.31	101.51	100.41	101.30	101.43	99.83	100.88	100.27	100.20	100.03
Cationes en base a 12 oxigenos																			
Si	2.99	3.01	2.98	3.02	3.05	3.01	3.00	3.01	2.94	3.02	3.01	3.01	3.00	3.00	2.97	2.95	2.96	2.96	2.95
Ti	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	2.05	2.02	2.05	2.02	1.99	2.03	2.06	2.01	2.05	2.01	2.01	2.04	2.02	2.04	2.06	2.06	2.05	2.06	2.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.57	2.49	2.55	2.55	2.54	2.53	2.55	2.55	2.59	2.51	2.49	2.47	2.51	2.49	2.53	2.57	2.55	2.57	2.63
(t)	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.24	0.31	0.30	0.22	0.26	0.26	0.26	0.28	0.30	0.30	0.32	0.29	0.32	0.30	0.32	0.32	0.31	0.29	0.21
Ca	0.12	0.13	0.10	0.13	0.10	0.12	0.09	0.13	0.13	0.11	0.14	0.14	0.12	0.14	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.97	7.99	7.96	7.95	7.96	7.96	7.99	8.03	7.96	7.98	7.97	7.98	7.97	7.99	8.03	7.99	8.00	7.99
100Fe/(Fe+Mg)	91.46	88.93	89.47	92.06	90.71	90.68	90.75	90.11	89.62	89.32	88.61	89.49	88.69	89.25	88.77	88.93	89.16	89.86	92.61
Xalm	87.41	84.98	86.15	87.63	87.29	86.64	87.93	85.86	85.76	85.67	84.41	84.88	84.80	84.98	85.47	85.38	85.57	86.24	88.85
Xsps	0.34	0.00	0.34	0.34	0.34	0.34	0.00	0.34	0.00	0.34	0.00	0.34	0.34	0.00	0.00	0.33	0.00	0.34	0.34
Xprp	8.16	10.58	10.14	7.56	8.93	8.90	8.97	9.43	9.93	10.24	10.85	9.97	10.81	10.24	10.81	10.63	10.40	9.73	7.09
Xgrs	4.08	4.44	3.38	4.47	3.44	4.11	3.10	4.38	4.30	3.75	4.75	4.81	4.05	4.78	3.72	3.65	4.03	3.69	3.72

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)												
	190701r	190702	190703	190704	190705	190706	190707	190708	190709	190710	190711	190712	190713r
SiO ₂	37.24	37.74	37.78	37.85	37.57	38.43	37.96	37.35	37.91	37.37	38.11	38.08	38.00
TiO ₂	0.07	0.14	0.09	0.11	0.10	0.06	0.07	0.11	0.05	0.06	0.04	0.05	0.03
Al ₂ O ₃	21.52	21.54	21.30	21.53	21.62	21.61	21.57	21.33	21.83	21.55	21.62	20.90	21.75
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.01	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
FeO	38.92	38.00	37.42	38.02	37.73	37.61	37.67	37.85	37.60	37.58	37.81	37.38	37.78
MnO	0.31	0.13	0.07	0.07	0.07	0.02	0.10	0.10	0.09	0.10	0.09	0.08	0.14
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.02	0.03	0.04	0.00
MgO	1.48	2.11	2.23	2.47	2.52	2.55	2.65	2.50	2.52	2.49	2.49	2.41	2.29
CaO	1.63	1.69	1.79	1.63	1.57	1.59	1.40	1.35	1.38	1.45	1.58	1.37	1.25
Na ₂ O	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05
K ₂ O	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Total	101.20	101.40	100.70	101.71	101.21	101.90	101.45	100.59	101.43	100.67	101.78	100.37	101.30
Cationes en base a 12 oxigenos													
Si	2.99	3.01	3.02	3.00	2.99	3.03	3.01	3.00	3.01	2.99	3.02	3.05	3.02
Ti	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.04	2.02	2.01	2.01	2.03	2.01	2.02	2.02	2.04	2.04	2.02	1.98	2.04
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.61	2.53	2.50	2.52	2.51	2.48	2.50	2.54	2.49	2.52	2.50	2.51	2.51
Mn	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.18	0.25	0.27	0.29	0.30	0.30	0.31	0.30	0.30	0.30	0.29	0.29	0.27
Ca	0.14	0.14	0.15	0.14	0.13	0.13	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.97	7.96	7.97	7.97	7.95	7.97	8.00	7.97	7.98	7.97	7.96	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	93.55	91.01	90.25	89.68	89.32	89.21	88.97	89.44	89.25	89.36	89.61	89.64	90.29
Xalm	88.47	86.35	85.62	85.42	85.37	85.22	85.03	85.52	85.27	85.42	85.32	85.67	86.55
Xsps	0.68	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34	0.34
Xprp	6.10	8.53	9.25	9.83	10.20	10.31	10.54	10.10	10.27	10.17	9.90	9.90	9.31
Xgrs	4.75	4.78	5.14	4.75	4.42	4.47	4.08	4.04	4.11	4.07	4.44	4.10	3.79

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de la sillimanita (1)													
	191401r	191402	191403	191404	191405	191406	191407	191408	191409	191410	191411	191412	191413	191414r
SiO ₂	36.99	38.12	38.20	37.34	37.64	37.29	36.29	37.63	36.38	37.67	37.26	37.35	38.51	37.07
TiO ₂	0.03	0.06	0.04	0.05	0.04	0.07	0.07	0.07	0.03	0.08	0.04	0.08	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	21.89	21.99	21.78	21.32	21.96	21.70	21.64	21.73	21.82	22.02	21.73	21.67	21.75	21.95
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00
FeO	38.65	38.06	37.29	37.26	36.00	38.56	38.05	38.29	38.02	38.05	36.52	37.27	37.63	38.34
MnO	0.16	0.16	0.11	0.10	0.15	0.08	0.06	0.08	0.03	0.11	0.14	0.12	0.18	0.15
NiO	0.00	0.00	0.09	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03
MgO	2.03	2.39	2.38	1.92	2.13	1.72	1.68	1.59	1.72	1.83	1.98	2.09	2.16	1.79
CaO	0.78	1.18	1.13	1.93	1.31	1.79	1.63	1.43	1.72	1.49	1.80	2.04	1.52	1.24
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.54	101.96	101.06	99.93	99.25	101.25	99.44	100.83	99.74	101.31	99.53	100.67	101.79	100.60
Si	2.98	3.01	3.03	3.01	3.03	2.99	2.96	3.01	2.96	3.00	3.01	2.99	3.04	2.98
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.08	2.05	2.04	2.03	2.08	2.05	2.08	2.05	2.09	2.07	2.07	2.05	2.02	2.08
Cr ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.60	2.51	2.48	2.52	2.42	2.58	2.60	2.57	2.58	2.53	2.47	2.50	2.48	2.58
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.24	0.28	0.28	0.23	0.26	0.20	0.20	0.19	0.21	0.22	0.24	0.25	0.25	0.21
Ca	0.07	0.10	0.10	0.17	0.11	0.15	0.14	0.12	0.15	0.13	0.16	0.17	0.13	0.11
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.96	7.95	7.97	7.91	7.98	7.98	7.95	7.99	7.97	7.97	7.97	7.93	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	91.55	89.96	89.86	91.64	90.30	92.81	92.86	93.12	92.47	92.00	91.14	90.91	90.84	92.47
Xalm	89.04	86.55	86.41	86.01	86.43	87.76	88.44	88.93	87.76	87.54	85.76	85.32	86.41	88.66
Xsps	0.34	0.34	0.35	0.34	0.36	0.34	0.00	0.35	0.00	0.35	0.35	0.34	0.35	0.34
Xprp	8.22	9.66	9.76	7.85	9.29	6.80	6.80	6.57	7.14	7.61	8.33	8.53	8.71	7.22
Xgrs	2.40	3.45	3.48	5.80	3.93	5.10	4.76	4.15	5.10	4.50	5.56	5.80	4.53	3.78

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs																	
	1d																	
	210101r	210102	210103	210104	210105	210106	210107	210108	210109	210110	210111	210112	210113	210114	210115	210116	210117	210118
SiO ₂	37.90	37.28	37.35	37.60	37.15	37.50	37.35	37.46	38.06	36.97	37.08	37.28	36.90	37.70	36.67	37.29	36.66	37.05
TiO ₂	0.01	0.03	0.00	0.02	0.04	0.05	0.03	0.03	0.00	0.04	0.01	0.05	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	22.01	22.10	22.04	21.63	21.68	20.93	21.63	21.57	21.86	21.67	21.80	21.38	21.32	21.66	21.78	21.47	21.84	21.80
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00
FeO	36.22	35.76	37.24	35.92	35.72	36.90	37.41	36.94	37.10	36.39	36.60	36.09	37.23	35.28	37.04	37.21	36.25	36.95
MnO	2.51	2.32	1.95	1.67	1.72	1.72	1.73	1.55	1.56	1.61	1.47	1.50	1.65	1.49	1.54	1.53	1.53	1.47
NiO	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.01
MgO	1.16	1.38	1.50	1.64	1.69	1.98	1.90	1.81	1.85	1.98	1.91	1.81	1.90	1.79	1.72	1.97	1.95	1.77
CaO	1.10	1.16	1.04	1.10	1.04	0.95	1.02	0.94	0.92	0.98	0.92	0.88	0.92	0.89	0.91	0.90	0.94	1.00
Na ₂ O	0.02	0.06	0.08	0.02	0.06	0.06	0.03	0.00	0.00	0.06	0.04	0.02	0.03	0.01	0.03	0.02	0.03	0.02
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	100.98	100.09	101.25	99.60	99.11	100.11	101.13	100.34	101.43	99.75	99.83	99.00	99.95	98.90	99.74	100.49	99.21	100.10
Cationes en base a 12 oxigenos																		
Si	3.03	3.00	2.99	3.04	3.02	3.03	2.99	3.02	3.03	2.99	3.00	3.03	2.99	3.05	2.98	3.00	2.98	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.07	2.10	2.08	2.06	2.08	1.99	2.04	2.05	2.05	2.07	2.08	2.05	2.04	2.07	2.09	2.04	2.09	2.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.42	2.41	2.49	2.43	2.43	2.49	2.51	2.49	2.47	2.46	2.47	2.45	2.53	2.39	2.52	2.51	2.47	2.50
Mn	0.17	0.16	0.13	0.11	0.12	0.12	0.12	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10	0.11	0.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.14	0.17	0.18	0.20	0.21	0.24	0.23	0.22	0.22	0.24	0.23	0.22	0.23	0.22	0.21	0.24	0.24	0.21
Ca	0.09	0.10	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09
Na	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.92	7.95	7.97	7.93	7.96	7.96	7.98	7.97	7.95	7.96	7.97	7.93	7.98	7.91	7.99	7.97	7.97	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	94.53	93.41	93.26	92.40	92.05	91.21	91.61	91.88	91.82	91.11	91.48	91.76	91.67	91.57	92.31	91.27	91.14	92.25
Xalm	85.82	84.86	86.16	85.87	85.26	84.98	85.08	85.86	86.06	85.12	85.76	85.96	85.76	85.66	86.30	85.67	85.17	86.21
Xsps	6.03	5.63	4.50	3.89	4.21	4.10	4.07	3.79	3.48	3.81	3.47	3.51	3.73	3.58	3.77	3.41	3.79	3.45
Xprp	4.96	5.99	6.23	7.07	7.37	8.19	7.80	7.59	7.67	8.30	7.99	7.72	7.80	7.89	7.19	8.19	8.28	7.24
Xgrs	3.19	3.52	3.11	3.18	3.16	2.73	3.05	2.76	2.79	2.77	2.78	2.81	2.71	2.87	2.74	2.73	2.76	3.10

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs																	
	1d																	
	210119	210120	210121	210122	210123	210124	210125	210126	210127	210128	210129	210130	210131	210132	210133	210134	210135	210136r
SiO ₂	37.02	37.44	37.92	36.48	37.55	37.02	37.67	36.87	36.81	37.67	36.87	36.00	36.95	36.91	37.07	37.26	36.66	37.57
TiO ₂	0.02	0.02	0.01	0.00	0.09	0.03	0.02	0.03	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	21.86	21.80	21.80	21.49	21.20	21.45	21.11	21.27	21.47	21.49	21.92	21.88	21.27	21.67	21.71	21.59	21.75	21.44
Cr ₂ O ₃	0.02	0.02	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01
FeO	37.10	35.63	36.42	35.85	37.45	36.81	35.42	36.54	36.74	36.29	36.46	36.85	35.62	37.03	37.69	36.17	36.79	37.48
MnO	1.60	1.49	1.54	1.50	1.48	1.57	1.65	1.51	1.52	1.39	1.54	1.48	1.44	1.47	1.61	1.70	1.86	1.90
NiO	0.03	0.07	0.05	0.15	0.07	0.00	0.00	0.06	0.05	0.01	0.05	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.00
MgO	1.85	1.94	1.88	2.04	2.01	1.97	1.96	2.14	1.97	2.08	2.01	2.05	1.89	1.83	1.64	1.61	1.58	1.51
CaO	0.94	0.92	0.98	1.02	1.00	1.00	1.01	1.06	1.01	0.99	1.00	0.94	1.01	0.93	0.90	0.96	0.96	0.97
Na ₂ O	0.06	0.01	0.01	0.06	0.06	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.05	0.05	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
Total	100.50	99.34	100.69	98.61	100.90	99.88	98.86	99.51	99.59	99.93	99.92	99.28	98.18	99.88	100.72	99.37	99.64	100.93
Cationes en base a 12 oxígenos																		
Si	2.98	3.03	3.03	2.99	3.01	3.00	3.06	3.00	2.99	3.03	2.98	2.94	3.03	2.99	2.99	3.02	2.98	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.08	2.08	2.05	2.07	2.01	2.05	2.02	2.04	2.06	2.04	2.09	2.11	2.06	2.07	2.06	2.06	2.08	2.03
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.50	2.41	2.43	2.46	2.51	2.49	2.41	2.48	2.50	2.44	2.46	2.52	2.44	2.51	2.54	2.45	2.50	2.52
Mn	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.09	0.11	0.10	0.10	0.10	0.11	0.12	0.13	0.13
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.22	0.23	0.22	0.25	0.24	0.24	0.24	0.26	0.24	0.25	0.24	0.25	0.23	0.22	0.20	0.20	0.19	0.18
Ca	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.09	0.08	0.09	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.93	7.91	7.98	7.98	7.98	7.93	7.97	7.98	7.94	7.98	8.01	7.95	7.97	7.98	7.93	7.96	7.97
100Fe/(Fe+Mg)	91.91	91.29	91.70	90.77	91.27	91.21	90.94	90.51	91.24	90.71	91.11	90.97	91.39	91.94	92.70	92.45	92.94	93.33
Xalm	85.91	85.46	85.87	84.83	85.37	84.98	84.56	84.64	85.32	85.02	84.83	85.42	85.31	86.25	86.69	85.96	86.21	86.60
Xsps	3.78	3.55	3.53	3.45	3.40	3.75	3.86	3.41	3.41	3.14	3.79	3.39	3.50	3.44	3.75	4.21	4.48	4.47
Xprp	7.56	8.16	7.77	8.62	8.16	8.19	8.42	8.87	8.19	8.71	8.28	8.47	8.04	7.56	6.83	7.02	6.55	6.19
Xgrs	2.75	2.84	2.83	3.10	3.06	3.07	3.16	3.07	3.07	3.14	3.10	2.71	3.15	2.75	2.73	2.81	2.76	2.75

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	210901r	210902	210903	210904	210905	210906	210907	210908	210909	210910	210911	210912	210913	210914	210915	1d
SiO ₂	36.91	37.31	37.63	37.85	37.06	37.22	36.97	37.48	36.79	36.92	37.22	37.01	37.17	37.53	36.96	
TiO ₂	0.05	0.04	0.00	0.01	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03	0.00	
Al ₂ O ₃	21.57	21.86	21.45	21.84	21.75	21.76	21.75	21.87	21.53	21.53	21.62	21.58	21.68	21.94	21.76	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	
FeO	36.23	35.57	36.08	36.49	36.74	36.82	36.21	36.76	36.03	35.92	36.35	36.76	37.22	37.30	36.27	
MnO	2.60	2.17	1.85	1.68	1.77	1.67	1.68	1.54	1.61	1.55	1.52	1.55	1.45	1.50	1.53	
NiO	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.06	0.00	0.00	0.06	0.02	
MgO	1.16	1.38	1.64	1.84	1.88	1.90	2.02	1.70	2.01	2.06	1.94	2.03	2.01	1.96	1.97	
CaO	1.55	2.40	1.61	1.36	1.14	0.98	0.98	0.93	0.90	1.00	0.87	0.99	1.02	0.96	1.03	
Na ₂ O	0.01	0.04	0.03	0.04	0.02	0.01	0.06	0.04	0.01	0.00	0.01	0.05	0.01	0.03	0.00	
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	
Total	100.09	100.78	100.29	101.10	100.42	100.43	99.69	100.35	98.89	99.03	99.64	99.98	100.62	101.31	99.54	
Cationes en base a 12 oxigenos																
Si	2.99	2.99	3.03	3.02	2.99	3.00	2.99	3.01	3.00	3.00	3.01	2.99	2.99	2.99	2.99	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	2.06	2.07	2.03	2.05	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.07	2.06	2.06	2.06	2.06	2.08	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺ (t)	2.46	2.39	2.43	2.43	2.48	2.48	2.45	2.47	2.46	2.44	2.46	2.49	2.50	2.49	2.46	
Mn	0.18	0.15	0.13	0.11	0.12	0.11	0.12	0.10	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.14	0.17	0.20	0.22	0.23	0.23	0.24	0.20	0.24	0.25	0.23	0.24	0.24	0.23	0.24	
Ca	0.13	0.21	0.14	0.12	0.10	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.08	0.09	
Na	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Total	7.96	7.99	7.96	7.96	7.99	7.97	7.97	7.94	7.96	7.96	7.94	7.99	7.98	7.95	7.97	
100Fe/(Fe+Mg)	94.62	93.36	92.40	91.70	91.51	91.51	91.08	92.51	91.11	90.71	91.45	91.21	91.24	91.54	91.11	
Xalm	84.54	81.85	83.79	84.38	84.64	85.52	84.48	86.67	85.12	84.43	85.71	84.98	85.32	85.86	84.83	
Xsps	6.19	5.14	4.48	3.82	4.10	3.79	4.14	3.51	3.81	3.81	3.48	3.75	3.41	3.45	3.79	
Xorp	4.81	5.82	6.90	7.64	7.85	7.93	8.28	7.02	8.30	8.65	8.01	8.19	8.19	7.93	8.28	
Xgrs	4.47	7.19	4.83	4.17	3.41	2.76	3.10	2.81	2.77	3.11	2.79	3.07	3.07	2.76	3.10	

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs														
	1d														
	210916	210917	210918	210919	210920	210921	210922	210923	210924	210925	210926	210927	210928	210929	210930r
SiO ₂	36.62	37.08	36.58	36.76	37.00	36.62	37.88	38.66	37.21	38.04	37.92	37.85	36.78	36.07	36.84
TiO ₂	0.02	0.05	0.02	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.05	0.00	0.01	0.00	0.08	0.04
Al ₂ O ₃	21.35	21.23	21.03	21.74	21.83	21.36	21.52	21.55	21.78	21.59	21.38	21.95	21.76	21.66	21.38
Cr ₂ O ₃	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
FeO	36.61	36.93	36.47	37.28	37.00	36.29	36.73	34.72	36.71	36.08	35.15	35.45	36.35	35.53	36.14
MnO	1.48	1.81	1.69	1.80	1.95	1.54	1.64	1.48	1.62	1.51	1.48	1.38	1.43	1.73	2.15
NiO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.06	0.07
MgO	2.04	1.95	1.79	1.53	1.89	1.97	1.89	1.99	2.00	1.83	1.88	1.80	1.70	1.70	1.54
CaO	0.95	0.91	0.91	0.79	0.87	0.95	1.00	1.21	1.46	1.66	2.06	2.17	1.93	1.71	1.37
Na ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.07	0.03	0.01	0.04	0.04	0.05	0.02	0.00	0.01	0.04	0.01	0.03
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Total	99.08	99.99	98.52	100.02	100.61	98.79	100.74	99.67	100.88	100.80	99.88	100.63	99.99	98.56	99.55
Cationes en base a 12 oxigenos															
Si	2.99	3.00	3.01	2.98	2.98	3.00	3.03	3.09	2.98	3.04	3.05	3.02	2.98	2.96	3.00
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.05	2.03	2.04	2.08	2.07	2.06	2.03	2.03	2.06	2.03	2.03	2.06	2.08	2.10	2.05
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.50	2.50	2.51	2.53	2.49	2.48	2.46	2.32	2.46	2.41	2.36	2.37	2.46	2.44	2.46
Mn	0.10	0.12	0.12	0.12	0.13	0.11	0.11	0.10	0.11	0.10	0.10	0.09	0.10	0.12	0.15
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.25	0.24	0.22	0.18	0.23	0.24	0.23	0.24	0.24	0.22	0.23	0.21	0.20	0.21	0.19
Ca	0.08	0.08	0.08	0.07	0.07	0.08	0.09	0.10	0.13	0.14	0.18	0.19	0.17	0.15	0.12
Na	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.97	7.98	7.97	7.97	7.97	7.96	7.89	7.99	7.94	7.95	7.94	8.00	7.98	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	90.91	91.24	91.94	93.36	91.54	91.18	91.45	90.63	91.11	91.63	91.12	91.86	92.48	92.08	92.83
Xalm	85.32	85.03	85.67	87.24	85.27	85.22	85.12	84.06	83.67	83.97	82.23	82.87	83.96	83.56	84.25
Xsps	3.41	4.08	4.10	4.14	4.45	3.78	3.81	3.62	3.74	3.48	3.48	3.15	3.41	4.11	5.14
Xprp	8.53	8.16	7.51	6.21	7.88	8.25	7.96	8.70	8.16	7.67	8.01	7.34	6.83	7.19	6.51
Xgrs	2.73	2.72	2.73	2.41	2.40	2.75	3.11	3.62	4.42	4.88	6.27	6.64	5.80	5.14	4.11

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs														
	1a														
	211301r	211302	211303	211304	211305	211306	211307	211308	211309	211310	211311	211312	211313	211314	211315r
SiO ₂	36.98	36.73	36.62	36.01	36.32	36.76	36.99	37.08	38.18	37.54	37.90	37.33	37.55	37.18	36.11
TiO ₂	0.06	0.02	0.01	0.01	0.05	0.05	0.03	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01
Al ₂ O ₃	21.78	21.40	21.94	22.18	21.54	21.72	21.82	21.92	21.71	21.51	21.75	21.82	21.52	21.97	21.82
Cr ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	36.02	36.54	36.65	37.03	36.79	37.63	36.58	37.27	37.28	36.78	36.81	37.55	37.18	37.55	37.35
MnO	2.00	1.84	1.80	1.77	1.87	1.78	1.66	1.64	1.65	1.88	1.71	1.87	1.78	2.12	2.52
NiO	0.01	0.06	0.05	0.07	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01
MgO	1.68	1.68	1.69	1.87	1.87	1.88	1.89	1.83	1.90	1.73	1.78	1.77	1.59	1.48	1.09
CaO	0.83	1.24	1.39	1.20	0.90	0.98	0.93	0.95	0.93	0.94	0.98	0.91	1.01	1.02	1.00
Na ₂ O	0.06	0.02	0.01	0.04	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.03	0.03	0.01	0.01
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
Total	99.45	99.55	100.16	100.22	99.35	100.80	99.90	100.72	101.73	100.42	101.01	101.29	100.67	101.35	99.96
Cationes en base a 12 oxigenos															
Si	3.00	2.99	2.96	2.92	2.97	2.96	2.99	2.98	3.03	3.02	3.03	2.99	3.02	2.98	2.95
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.08	2.05	2.09	2.12	2.07	2.06	2.08	2.08	2.03	2.04	2.05	2.06	2.04	2.08	2.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.44	2.49	2.48	2.51	2.51	2.54	2.47	2.51	2.47	2.48	2.46	2.51	2.50	2.52	2.55
Mn	0.14	0.13	0.12	0.12	0.13	0.12	0.11	0.11	0.11	0.13	0.12	0.13	0.12	0.14	0.17
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.20	0.20	0.20	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21	0.19	0.18	0.13
Ca	0.07	0.11	0.12	0.10	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.09	0.09	0.09
Na	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.94	7.97	7.97	8.01	7.99	7.99	7.96	7.98	7.94	7.97	7.95	7.98	7.96	7.99	7.99
100Fe/(Fe+Mg)	92.42	92.57	92.54	91.61	91.61	91.70	91.48	91.94	91.82	92.19	92.13	92.28	92.94	93.33	95.15
Xalm	85.61	84.98	84.93	84.80	85.08	85.52	85.47	85.96	85.76	85.52	85.71	85.67	86.21	86.01	86.73
Xsps	4.91	4.44	4.11	4.05	4.41	4.04	3.81	3.77	3.82	4.48	4.18	4.44	4.14	4.78	5.78
Xprp	7.02	6.83	6.85	7.77	7.80	7.74	7.96	7.53	7.64	7.24	7.32	7.17	6.55	6.14	4.42
Xgrs	2.46	3.75	4.11	3.38	2.71	2.69	2.77	2.74	2.78	2.76	2.79	2.73	3.10	3.07	3.06

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	220101r	220102	220103	220104	220105	220106	220107	220108	220109	220110	220111	220112	220113	220114	220115	220116
	1d															
SiO ₂	37.43	38.22	38.47	38.45	38.31	37.33	38.16	38.32	37.78	38.31	38.66	38.28	38.35	37.72	36.93	36.47
TiO ₂	0.00	0.03	0.06	0.06	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.05	0.05	0.00	0.02	0.05	0.00	0.04
Al ₂ O ₃	21.98	22.20	22.39	22.22	22.48	22.51	22.33	22.09	22.05	22.42	22.30	21.97	22.36	22.28	22.27	22.21
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.05	0.03	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05
FeO	33.39	33.53	31.26	31.42	31.98	32.80	32.63	32.33	31.39	33.06	33.30	33.20	34.28	34.36	34.19	33.46
MnO	0.60	0.50	0.55	0.45	0.49	0.40	0.40	0.54	0.51	0.47	0.48	0.61	0.59	0.66	0.54	0.69
NiO	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.10	0.01	0.03
MgO	4.68	5.11	5.09	5.27	5.29	5.58	5.34	5.36	5.38	5.25	5.09	5.01	4.58	4.49	4.58	4.80
CaO	1.07	1.53	1.98	2.36	2.29	1.81	1.91	1.64	1.61	1.67	1.36	1.64	1.52	1.50	1.52	1.54
Na ₂ O	0.03	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.04	0.01	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01
Total	99.19	101.13	99.88	100.26	100.92	100.49	100.86	100.35	98.77	101.27	101.25	100.74	101.71	101.19	100.05	99.28
	Cationes en base a 12 oxígenos															
Si	2.99	2.99	3.02	3.01	2.99	2.94	2.98	3.01	3.00	2.98	3.01	3.00	2.99	2.97	2.94	2.92
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.07	2.05	2.07	2.05	2.07	2.09	2.06	2.04	2.07	2.06	2.05	2.03	2.06	2.07	2.09	2.10
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.23	2.19	2.05	2.06	2.08	2.16	2.13	2.12	2.09	2.15	2.17	2.18	2.24	2.26	2.28	2.24
Mn	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Mg	0.56	0.60	0.60	0.61	0.61	0.65	0.62	0.63	0.64	0.61	0.59	0.59	0.53	0.53	0.54	0.57
Ca	0.09	0.13	0.17	0.20	0.19	0.15	0.16	0.14	0.14	0.14	0.11	0.14	0.13	0.13	0.13	0.13
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.99	7.95	7.96	7.97	8.02	7.98	7.98	7.98	7.97	7.96	7.98	7.99	8.01	8.02	8.01
100Fe/(Fe+Mg)	79.93	78.49	77.36	77.15	77.32	76.87	77.45	77.09	76.56	77.90	78.62	78.70	80.87	81.00	80.85	79.72
Xalm	76.37	74.24	71.68	71.03	71.48	72.24	72.45	72.35	72.07	73.38	74.83	73.90	76.19	76.35	76.25	74.92
Xsps	1.37	1.02	1.40	1.03	1.03	1.00	1.02	1.37	1.03	1.02	1.03	1.36	1.36	1.35	1.34	1.67
Xprp	19.18	20.34	20.98	21.03	20.96	21.74	21.09	21.50	22.07	20.82	20.34	20.00	18.03	17.91	18.06	19.06
Xgrs	3.08	4.41	5.94	6.90	6.53	5.02	5.44	4.78	4.83	4.78	3.79	4.75	4.42	4.39	4.35	4.35

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs														
	1d														
	220117	220118	220119	220120	220121	220122	220123	220124	220125	220126	220127	220128	220129	220130	220131r
SiO ₂	37.12	37.17	37.36	37.32	37.06	38.33	38.52	38.20	39.03	37.79	37.31	37.54	37.56	37.10	36.08
TiO ₂	0.06	0.03	0.03	0.01	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.08	0.03	0.01	0.05	0.05	0.01
Al ₂ O ₃	21.85	22.19	22.01	22.19	22.26	22.20	22.31	22.41	22.37	22.66	22.35	22.35	22.57	22.03	21.89
Cr ₂ O ₃	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.05	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.00
FeO	33.74	33.32	33.55	33.99	32.36	33.40	32.82	32.22	32.37	33.23	33.64	33.63	32.53	33.33	35.53
MnO	0.65	0.72	0.71	0.60	0.59	0.55	0.55	0.52	0.51	0.41	0.58	0.55	0.56	0.93	1.38
NiO	0.02	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
MgO	4.12	4.25	4.79	5.09	5.24	5.54	5.51	5.44	5.64	5.54	5.25	4.96	4.74	3.92	2.58
CaO	1.63	1.46	1.69	1.12	1.02	1.15	1.12	1.61	1.56	2.01	1.49	1.98	1.78	1.79	1.32
Na ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.00	0.01	0.05	0.00	0.05	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01
K ₂ O	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.20	99.19	100.14	100.34	98.59	101.18	100.89	100.53	101.55	101.78	100.69	101.07	99.87	99.18	98.80
Si	2.98	2.97	2.96	2.95	2.96	2.99	3.00	2.99	3.02	2.94	2.94	2.95	2.97	2.97	2.94
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.07	2.09	2.06	2.07	2.10	2.04	2.05	2.07	2.04	2.08	2.08	2.07	2.10	2.08	2.11
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.26	2.23	2.23	2.25	2.16	2.18	2.14	2.11	2.09	2.16	2.22	2.21	2.15	2.23	2.42
Mn	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.06	0.10
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.49	0.51	0.57	0.60	0.62	0.64	0.64	0.63	0.65	0.64	0.62	0.58	0.56	0.47	0.31
Ca	0.14	0.13	0.14	0.09	0.09	0.10	0.09	0.13	0.13	0.17	0.13	0.17	0.15	0.15	0.12
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	7.98	8.01	8.00	7.97	7.99	7.96	7.97	7.96	8.03	8.04	8.02	7.97	7.96	8.00
100Fe/(Fe+Mg)	82.18	81.39	79.64	78.95	77.70	77.30	76.98	77.01	76.28	77.14	78.17	79.21	79.34	82.59	88.64
Xalm	77.13	76.37	74.58	75.50	74.23	73.65	73.54	72.76	72.07	72.00	73.75	73.67	74.14	76.63	82.03
Xsps	1.37	1.71	1.67	1.34	1.37	1.35	1.37	1.03	1.03	1.00	1.33	1.33	1.38	2.06	3.39
Xprp	16.72	17.47	19.06	20.13	21.31	21.62	21.99	21.72	22.41	21.33	20.60	19.33	19.31	16.15	10.51
Xgrs	4.78	4.45	4.68	3.02	3.09	3.38	3.09	4.48	4.48	5.67	4.32	5.67	5.17	5.15	4.07

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	220501r	220502	220503	220504	220505	220506	220507	220508	220509	220510	220511	220512	220513	220514	220515	220516
SiO ₂	37.46	38.07	37.88	38.10	38.01	38.19	38.38	37.51	37.37	38.29	37.91	38.11	36.57	38.28	37.80	37.15
TiO ₂	0.00	0.04	0.05	0.05	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.02	0.05	0.02	0.05	0.02	0.06	0.10
Al ₂ O ₃	22.42	22.12	22.22	22.27	22.44	22.41	22.20	22.53	22.18	22.04	22.28	22.17	22.49	22.03	22.16	22.36
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04
FeO	34.61	32.67	31.41	31.29	31.62	32.87	32.14	32.74	33.50	32.82	32.92	31.82	32.26	33.09	32.73	32.82
MnO	0.91	0.37	0.41	0.41	0.43	0.49	0.50	0.66	0.63	0.59	0.62	0.73	0.63	0.73	0.67	0.63
NiO	0.05	0.08	0.00	0.00	0.03	0.06	0.07	0.06	0.02	0.00	0.06	0.00	0.03	0.05	0.00	0.00
MgO	3.17	5.38	5.50	4.60	5.30	5.08	5.05	5.12	5.05	4.84	4.54	4.78	4.60	4.82	4.76	4.83
CaO	2.06	2.32	2.39	2.52	2.29	2.23	2.47	2.34	1.32	1.80	2.44	2.44	2.73	2.73	2.70	2.74
Na ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.68	101.04	99.86	99.24	100.18	101.32	100.89	100.99	100.08	100.41	100.84	100.08	99.35	101.77	100.91	100.67
Cationes en base a 12 oxígenos																
Si	2.97	2.98	2.98	3.01	2.98	2.98	3.00	2.94	2.96	3.01	2.98	3.00	2.92	2.98	2.97	2.93
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Al	2.10	2.04	2.06	2.08	2.07	2.06	2.04	2.08	2.07	2.04	2.06	2.06	2.12	2.02	2.05	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.30	2.14	2.07	2.07	2.07	2.14	2.10	2.15	2.22	2.16	2.16	2.09	2.15	2.16	2.15	2.16
Mn	0.06	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04
Ni	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.38	0.63	0.64	0.54	0.62	0.59	0.59	0.60	0.60	0.57	0.53	0.56	0.55	0.56	0.56	0.57
Ca	0.17	0.19	0.20	0.21	0.19	0.19	0.21	0.20	0.11	0.15	0.21	0.21	0.23	0.23	0.23	0.23
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.98	8.01	7.98	7.94	7.97	7.99	7.97	8.01	8.00	7.97	7.98	7.97	8.01	8.00	8.00	8.02
100Fe/(Fe+Mg)	85.82	77.26	76.38	79.31	76.95	78.39	78.07	78.18	78.72	79.12	80.30	78.87	79.63	79.41	79.34	79.12
Xalm	79.04	71.81	70.41	72.63	71.13	72.54	71.67	71.91	74.75	73.97	73.47	71.82	72.39	72.00	72.15	72.00
Xsps	2.06	0.67	1.02	1.05	1.03	1.02	1.02	1.34	1.35	1.37	1.36	1.72	1.35	1.67	1.34	1.33
Xprp	13.06	21.14	21.77	18.95	21.31	20.00	20.14	20.07	20.20	19.52	18.03	19.24	18.52	18.67	18.79	19.00
Xgrs	5.84	6.38	6.80	7.37	6.53	6.44	7.17	6.69	3.70	5.14	7.14	7.22	7.74	7.67	7.72	7.67

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	220517	220518	220519	220520	220521	220522	220523	220524	220525	220526	220527	220528	220529	220530	220531	220532
<i>SiO₂</i>	37.61	36.73	37.17	37.28	37.20	36.54	36.79	37.79	37.46	37.77	37.57	37.58	37.95	38.05	38.12	38.66
<i>TiO₂</i>	0.05	0.00	0.03	0.05	0.13	0.07	0.07	0.00	0.05	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.07
<i>Al₂O₃</i>	21.64	22.15	22.04	22.00	22.30	22.23	22.29	22.09	22.15	22.42	22.34	22.54	21.83	21.98	22.52	22.37
<i>Cr₂O₃</i>	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00
<i>FeO</i>	32.77	31.51	32.10	32.55	32.47	31.52	32.58	32.77	32.31	31.57	33.13	32.57	32.11	32.55	32.16	32.08
<i>MnO</i>	0.56	0.77	0.60	0.68	0.79	0.69	0.62	0.64	0.57	0.53	0.69	0.55	0.58	0.60	0.57	0.63
<i>NiO</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>MgO</i>	5.07	5.14	4.91	4.63	4.45	4.63	4.66	4.73	4.94	4.84	5.03	5.11	5.05	5.05	4.89	4.79
<i>CaO</i>	2.43	2.07	2.43	2.65	2.56	2.92	2.73	2.75	2.46	2.00	1.30	1.95	2.34	2.53	2.56	2.62
<i>Na₂O</i>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.01
<i>K₂O</i>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
<i>Total</i>	100.16	98.43	99.28	99.84	99.91	98.64	99.74	100.80	100.01	99.25	100.07	100.31	99.90	100.87	100.89	101.24
Cationes en base a 12 oxígenos																
<i>Si</i>	2.98	2.95	2.96	2.96	2.95	2.93	2.93	2.97	2.96	2.99	2.97	2.96	3.00	2.98	2.98	3.01
<i>Ti</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Al</i>	2.02	2.09	2.07	2.06	2.09	2.10	2.09	2.05	2.06	2.09	2.08	2.09	2.03	2.03	2.07	2.05
<i>Cr</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Fe²⁺ (t)</i>	2.17	2.11	2.14	2.16	2.15	2.12	2.17	2.15	2.14	2.09	2.19	2.14	2.12	2.13	2.10	2.09
<i>Mn</i>	0.04	0.05	0.04	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
<i>Ni</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Mg</i>	0.60	0.61	0.58	0.55	0.53	0.55	0.55	0.55	0.58	0.57	0.59	0.60	0.59	0.59	0.57	0.55
<i>Ca</i>	0.21	0.18	0.21	0.23	0.22	0.25	0.23	0.23	0.21	0.17	0.11	0.16	0.20	0.21	0.21	0.22
<i>Na</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
<i>K</i>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<i>Total</i>	8.02	7.99	8.00	8.01	8.00	8.00	8.01	7.99	8.00	7.95	7.99	7.99	7.98	7.99	7.97	7.96
100Fe/(Fe+Mg)	78.34	77.57	78.68	79.70	80.22	79.40	79.78	79.63	78.68	78.57	78.78	78.10	78.23	78.31	78.65	79.17
<i>Xalm</i>	71.85	71.53	72.05	72.24	72.88	71.38	72.58	72.39	72.05	72.82	74.49	72.79	71.86	71.72	71.92	72.07
<i>Xsps</i>	1.32	1.69	1.35	1.67	1.69	1.68	1.34	1.35	1.35	1.39	1.70	1.36	1.36	1.35	1.37	1.38
<i>Xprp</i>	19.87	20.68	19.53	18.39	17.97	18.52	18.39	18.52	19.53	19.86	20.07	20.41	20.00	19.87	19.52	18.97
<i>Xgrs</i>	6.95	6.10	7.07	7.69	7.46	8.42	7.69	7.74	7.07	5.92	3.74	5.44	6.78	7.07	7.19	7.59

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	220533	220534	220535	220536	220537	220538	220539	220540	220541	220542	220543	220544	220545	220546	220547	220548
SiO ₂	37.94	38.42	38.00	36.36	37.99	36.64	36.68	38.55	38.27	37.35	37.68	37.88	37.85	36.78	37.97	37.12
TiO ₂	0.05	0.03	0.05	0.17	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.00	0.01	0.05	0.03	0.00
Al ₂ O ₃	22.07	22.51	22.43	22.03	22.06	22.06	22.00	22.30	22.12	22.09	22.15	22.12	22.22	22.33	22.58	22.11
Cr ₂ O ₃	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.04
FeO	31.94	32.79	32.52	31.86	32.59	32.34	32.15	32.39	32.93	33.99	33.32	33.69	33.51	33.54	33.72	33.44
MnO	0.71	0.63	0.62	0.58	0.55	0.56	0.66	0.54	0.55	0.65	0.56	0.49	0.45	0.48	0.56	0.58
NiO	0.01	0.00	0.04	0.01	0.02	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00
MgO	4.67	4.71	4.57	4.58	4.79	4.97	4.96	4.77	4.79	4.61	4.82	4.82	5.10	4.85	4.74	4.34
CaO	2.63	2.71	2.81	3.07	2.42	2.33	2.37	2.41	2.03	1.59	1.95	1.74	1.53	1.78	1.88	1.74
Na ₂ O	0.01	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.05
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	100.03	101.85	101.09	98.67	100.43	99.00	98.85	100.97	100.72	100.33	100.53	100.74	100.67	99.85	101.53	99.41
Si	2.99	2.98	2.97	2.92	2.99	2.94	2.94	3.01	3.00	2.96	2.97	2.98	2.98	2.93	2.96	2.97
Ti	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.05	2.06	2.07	2.09	2.05	2.08	2.08	2.05	2.05	2.06	2.06	2.05	2.06	2.10	2.08	2.08
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.11	2.13	2.13	2.14	2.14	2.17	2.16	2.11	2.16	2.25	2.20	2.22	2.20	2.23	2.20	2.23
Mn	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.55	0.54	0.53	0.55	0.56	0.59	0.59	0.56	0.56	0.54	0.57	0.56	0.60	0.58	0.55	0.52
Ca	0.22	0.23	0.24	0.26	0.20	0.20	0.20	0.20	0.17	0.14	0.16	0.15	0.13	0.15	0.16	0.15
Na	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.98	7.99	8.01	7.98	8.02	8.01	7.97	7.98	7.99	8.00	7.99	8.00	8.02	7.99	8.00
100Fe/(Fe+Mg)	79.32	79.78	80.08	79.55	79.26	78.62	78.55	79.03	79.41	80.65	79.42	79.86	78.57	79.36	80.00	81.09
Xalm	72.01	72.45	72.45	71.57	72.79	72.33	72.24	72.51	73.72	75.76	74.07	75.00	74.32	74.58	74.58	75.85
Xsps	1.71	1.36	1.36	1.34	1.36	1.33	1.34	1.37	1.37	1.35	1.35	1.01	1.01	1.00	1.36	1.36
Xprp	18.77	18.37	18.03	18.39	19.05	19.67	19.73	19.24	19.11	18.18	19.19	18.92	20.27	19.40	18.64	17.69
Xgrs	7.51	7.82	8.16	8.70	6.80	6.67	6.69	6.87	5.80	4.71	5.39	5.07	4.39	5.02	5.42	5.10

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs															
	1d				1d				1d				1d			
	220549	220550	220551	220552r	221401r	221402	221403	221404	221405	221406	221407	221408	221409	221410	221411	221412
SiO ₂	37.12	37.81	37.44	36.96	38.20	37.61	38.46	38.64	38.42	38.78	37.76	37.27	37.25	37.30	37.04	37.51
TiO ₂	0.00	0.03	0.02	0.05	0.00	0.04	0.01	0.05	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.07	0.06
Al ₂ O ₃	22.53	22.29	22.18	21.45	22.16	22.22	22.28	22.03	22.41	22.32	22.23	22.21	22.34	22.17	22.37	22.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	32.35	32.99	32.90	33.82	33.88	33.11	32.66	32.75	33.19	31.93	32.34	31.18	31.80	31.49	32.03	31.55
MnO	0.36	0.31	0.53	0.69	0.84	0.71	0.53	0.51	0.57	0.59	0.42	0.58	0.49	0.52	0.56	0.56
NiO	0.00	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.06	0.04	0.03	0.09	0.02
MgO	4.88	5.00	4.72	3.16	4.19	4.64	5.03	5.22	5.36	5.38	5.53	5.33	5.46	5.44	5.45	5.25
CaO	1.90	2.17	2.08	2.23	1.53	1.52	1.78	1.92	1.68	2.24	1.74	1.96	2.07	2.23	2.15	1.85
Na ₂ O	0.03	0.00	0.02	0.03	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	99.18	100.60	99.92	98.41	100.83	99.93	100.75	101.16	101.65	101.31	100.07	98.61	99.46	99.19	99.78	98.82
Cationes en base a 12 oxígenos																
Si	2.95	2.97	2.97	3.00	3.00	2.98	3.01	3.01	2.98	3.01	2.97	2.97	2.95	2.96	2.93	2.99
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.11	2.06	2.07	2.05	2.05	2.07	2.05	2.02	2.05	2.04	2.06	2.09	2.09	2.08	2.09	2.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.15	2.17	2.18	2.29	2.23	2.19	2.14	2.13	2.16	2.07	2.13	2.08	2.11	2.09	2.12	2.10
Mn	0.02	0.02	0.04	0.05	0.06	0.05	0.04	0.03	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.58	0.59	0.56	0.38	0.49	0.55	0.59	0.61	0.62	0.62	0.65	0.63	0.64	0.64	0.64	0.62
Ca	0.16	0.18	0.18	0.19	0.13	0.13	0.15	0.16	0.14	0.19	0.15	0.17	0.18	0.19	0.18	0.16
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	7.97	7.99	8.00	7.96	7.96	7.98	7.98	7.96	7.99	7.97	7.99	7.98	8.00	8.00	8.01	7.98
100Fe/(Fe+Mg)	78.75	78.62	79.56	85.77	81.99	79.93	78.39	77.74	77.70	76.95	76.62	76.75	76.73	76.56	76.81	77.21
Xalm	73.88	73.31	73.65	78.69	76.63	75.00	73.29	72.70	72.97	70.89	71.96	71.23	71.28	70.61	71.14	71.92
Xsps	0.69	0.68	1.35	1.72	2.06	1.71	1.37	1.02	1.35	1.37	1.01	1.37	1.01	1.35	1.34	1.37
Xprp	19.93	19.93	18.92	13.06	16.84	18.84	20.21	20.82	20.95	21.23	21.96	21.58	21.62	21.62	21.48	21.23
Xgrs	5.50	6.08	6.08	6.53	4.47	4.45	5.14	5.46	4.73	6.51	5.07	5.82	6.08	6.42	6.04	5.48

TABLA 5c: Análisis químicos de granates tipo C de metasedimentos (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita + Kfs																
	1d																
	221413	221414	221415	221416	221417	221418	221419	221420	221421	221422	221423	221424	221425	221426	221427	221428	221429r
SiO ₂	36.20	37.76	37.78	37.08	38.56	37.47	36.98	37.74	37.14	37.77	38.53	37.67	37.82	38.07	38.15	37.98	38.30
TiO ₂	0.04	0.03	0.03	0.00	0.03	0.05	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.06	0.08	0.05	0.04	0.02	0.05
Al ₂ O ₃	22.41	22.16	22.59	22.43	22.55	22.08	22.18	21.95	22.30	22.40	22.10	22.20	22.23	22.23	22.29	22.26	22.26
Cr ₂ O ₃	0.04	0.02	0.05	0.00	0.07	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.01
FeO	32.49	31.99	32.30	32.27	32.49	31.94	32.67	32.37	32.79	32.23	32.89	32.90	32.77	33.24	32.39	33.13	31.95
MnO	0.45	0.55	0.61	0.55	0.60	0.57	0.62	0.64	0.48	0.53	0.61	0.55	0.60	0.45	0.64	0.65	0.68
NiO	0.07	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.04	0.00	0.01	0.10	0.01	0.04	0.04
MgO	5.44	5.58	5.42	5.33	5.21	5.40	5.27	5.43	5.41	5.45	5.42	5.31	5.48	5.51	5.39	5.43	5.10
CaO	1.60	1.49	1.68	1.66	1.51	1.49	1.34	1.18	1.48	1.42	1.70	1.68	1.18	1.51	1.52	0.98	1.27
Na ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	98.75	99.61	100.47	99.34	101.03	99.01	99.12	99.31	99.67	99.83	101.32	100.36	100.19	101.20	100.44	100.54	99.65
Cationes en base a 12 oxigenos																	
Si	2.90	2.98	2.96	2.95	3.00	2.98	2.95	2.99	2.95	2.98	3.00	2.97	2.98	2.97	2.99	2.98	3.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	2.12	2.06	2.09	2.10	2.07	2.07	2.09	2.05	2.09	2.08	2.03	2.06	2.06	2.05	2.06	2.06	2.07
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺ (t)	2.18	2.11	2.12	2.14	2.11	2.12	2.18	2.15	2.18	2.13	2.14	2.17	2.16	2.17	2.12	2.18	2.10
Mn	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Mg	0.65	0.66	0.63	0.63	0.60	0.64	0.63	0.64	0.64	0.64	0.63	0.62	0.64	0.64	0.63	0.64	0.60
Ca	0.14	0.13	0.14	0.14	0.13	0.13	0.11	0.10	0.13	0.12	0.14	0.14	0.10	0.13	0.13	0.08	0.11
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	8.02	7.98	7.98	8.00	7.95	7.98	8.00	7.97	8.02	8.00	7.98	8.00	7.98	8.00	7.97	7.98	7.95
100Fe/(Fe+Mg)	77.03	76.17	77.09	77.26	77.86	76.81	77.58	77.06	77.30	76.90	77.26	77.78	77.14	77.22	77.09	77.30	77.78
Xalm	72.67	71.77	72.35	72.54	73.26	72.35	73.65	73.38	73.15	72.70	72.54	73.06	73.47	73.06	72.60	74.15	73.43
Xsps	1.00	1.36	1.37	1.36	1.39	1.37	1.35	1.37	1.01	1.37	1.36	1.35	1.36	1.01	1.37	1.36	1.75
Xprp	21.67	22.45	21.50	21.36	20.83	21.84	21.28	21.84	21.48	21.84	21.36	20.88	21.77	21.55	21.58	21.77	20.98
Xgrs	4.67	4.42	4.78	4.75	4.51	4.44	3.72	3.41	4.36	4.10	4.75	4.71	3.40	4.38	4.45	2.72	3.85

TABLA 6: Análisis químicos de estaurilitas

Tipo textural	Zona de la estaurilita (°)															
	1d	1d	1d	1c	1c	1c	1c	1c	1d	1d	1d	1d	1d	1d	1d	1d
	90901r	90902c	91001r	91002c	100701r	100702c	100703	100704r	110301r	110302	110303	110304	110305c	110306	110307	110308r
SiO ₂	27.93	27.16	27.47	28.25	29.09	28.96	29.66	30.03	28.20	28.53	29.08	28.74	28.99	28.83	28.40	28.57
TiO ₂	0.50	0.49	0.54	0.61	0.65	0.61	0.56	0.65	0.26	0.22	0.34	0.41	0.36	0.35	0.51	0.42
Al ₂ O ₃	53.67	54.37	53.69	53.48	52.26	52.74	52.93	52.97	54.87	54.43	54.17	53.61	54.63	54.79	55.22	55.37
Cr ₂ O ₃	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.02	0.01	0.05	0.02	0.02	0.02
FeO	11.27	12.41	11.73	12.43	13.63	12.03	12.93	13.03	12.20	12.79	13.04	13.06	13.12	13.65	10.95	12.37
MnO	0.11	0.05	0.04	0.03	0.02	0.05	0.04	0.01	0.09	0.08	0.13	0.06	0.08	0.09	0.08	0.11
NiO	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.04	0.01	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
MgO	0.80	0.74	1.17	1.46	1.26	1.36	1.37	1.32	0.58	0.97	1.08	1.20	1.18	1.09	0.98	0.92
CaO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01
Na ₂ O	0.07	0.05	0.07	0.07	0.02	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	94.40	95.30	94.77	96.35	96.99	95.89	97.54	98.12	96.26	97.07	97.92	97.11	98.40	98.82	96.18	97.83
Cationes en base a 48 oxigenos																
Si	8.26	8.01	8.12	8.23	8.47	8.46	8.54	8.60	8.20	8.26	8.35	8.33	8.28	8.23	8.22	8.18
Ti	0.11	0.11	0.12	0.13	0.14	0.13	0.12	0.14	0.06	0.05	0.07	0.09	0.08	0.08	0.11	0.09
Al tot	18.71	18.90	18.71	18.38	17.93	18.15	17.97	17.87	18.81	18.56	18.33	18.31	18.40	18.43	18.83	18.70
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al VI	18.71	18.90	18.71	18.38	17.93	18.15	17.97	17.87	18.81	18.56	18.33	18.31	18.40	18.43	18.83	18.70
Cr	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00
Fe ³⁺	0.09	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.11	0.11	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.11	0.09	0.10
Fe ²⁺	2.70	2.96	2.80	2.93	3.21	2.84	3.00	3.01	2.87	3.00	3.02	3.05	3.03	3.15	2.56	2.86
Mn	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03
Ni	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mg	0.35	0.33	0.51	0.63	0.54	0.59	0.59	0.56	0.25	0.42	0.46	0.52	0.50	0.46	0.42	0.39
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.04	0.03	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	49.01	49.36	49.13	48.83	48.35	48.47	48.32	48.20	49.13	48.98	48.72	48.75	48.83	48.91	49.09	49.08
100Fe/(Fe+Mg)	88.51	89.96	84.60	82.29	85.59	82.80	83.59	84.33	91.99	87.70	86.80	85.45	85.85	87.26	85.91	88.00
FeSt	87.64	89.69	84.35	82.06	85.59	82.56	83.36	84.33	91.40	87.19	86.06	84.97	85.37	86.78	85.34	87.19
MgSt	11.38	10.01	15.35	17.66	14.41	17.15	16.37	15.67	7.96	12.23	13.09	14.47	14.07	12.67	14.00	11.89
MnSt	0.98	0.30	0.30	0.28	0.00	0.29	0.28	0.00	0.64	0.58	0.85	0.56	0.56	0.55	0.67	0.91

TABLA 6: Análisis químicos de estauroilitas (continuación)

Tipo textural	Zona de la estauroilita (1)														
	1d 120501r	1d 120502	1d 120503	1d 120504	1d 120505c	1d 120506	1d 120507	1d 120508r	1e 131501c	1e 131502r	1c 140501r	1c 140502c	1d 141001		
SiO ₂	28.29	28.54	27.84	28.83	28.09	28.01	28.78	28.36	27.30	28.12	29.72	29.89	29.17		
TiO ₂	0.41	0.44	0.42	0.35	0.40	0.35	0.41	0.39	0.58	0.61	0.55	0.50	0.64		
Al ₂ O ₃	55.41	54.56	55.32	54.75	55.04	54.99	54.51	54.55	56.08	55.27	53.49	52.77	52.98		
Cr ₂ O ₃	0.03	0.01	0.00	0.00	0.05	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03		
FeO	12.56	12.25	13.34	13.23	12.97	12.84	12.85	12.34	12.99	11.57	12.42	12.32	11.56		
MnO	0.11	0.06	0.10	0.12	0.04	0.10	0.10	0.11	0.22	0.17	0.25	0.08	0.28		
NiO	0.06	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00		
MgO	0.98	1.03	1.06	0.94	1.08	0.97	1.04	0.75	1.71	1.71	1.31	1.70	1.08		
CaO	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na ₂ O	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.01	0.00	0.01	0.01		
K ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01		
total	97.88	96.94	98.14	98.24	97.69	97.31	97.73	96.53	98.93	97.47	97.81	97.27	95.76		
Cationes en base a 48 oxigenos															
Si	8.11	8.25	8.00	8.26	8.09	8.09	8.27	8.23	7.79	8.07	8.52	8.60	8.51		
Ti	0.09	0.10	0.09	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.13	0.13	0.12	0.11	0.14		
Al tot	18.73	18.58	18.74	18.49	18.68	18.73	18.47	18.67	18.86	18.69	18.07	17.91	18.22		
Al IV	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00		
Al VI	18.73	18.58	18.74	18.49	18.68	18.73	18.47	18.67	18.65	18.69	18.07	17.91	18.22		
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01		
Fe ³⁺	0.10	0.10	0.11	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.09	0.10	0.10	0.10		
Fe ²⁺	2.91	2.86	3.10	3.06	3.01	3.00	2.99	2.90	3.00	2.69	2.88	2.86	2.72		
Mn	0.03	0.01	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.03	0.05	0.04	0.06	0.02	0.07		
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00		
Mg	0.42	0.44	0.45	0.40	0.46	0.42	0.44	0.33	0.73	0.73	0.56	0.73	0.47		
Ca	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na	0.00	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.01	0.01		
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00		
total	49.15	48.93	49.29	48.92	49.15	49.18	48.86	49.02	49.55	49.14	48.40	48.26	48.47		
100Fe/(Fe+Mg)	87.38	86.67	87.33	88.45	86.76	87.70	87.16	89.78	80.40	78.63	83.72	79.67	85.29		
FeSt	86.60	86.40	86.60	87.69	86.51	87.19	86.65	88.95	79.34	77.72	82.28	79.22	83.46		
MgSt	12.51	13.29	12.56	11.45	13.20	12.23	12.77	10.13	19.34	21.12	16.00	20.22	14.40		
MnSt	0.89	0.30	0.84	0.86	0.29	0.58	0.58	0.92	1.32	1.16	1.71	0.55	2.14		

TABLA 6: Análisis químicos de estaurolitas (continuación)

Tipo textural	Zona de sillimanita (1)															
	1b	1b	1b gt	1b	1b	1b	1b	1b	1b	1b bt	1b	1b	1b	2a	2a	2a
	150801r	151101	151701r	151702	151703c	151704	151705	151706r	160601r	160602c	180601r	180602c	191301r	191302c	191302c	191302c
SiO ₂	27.63	27.40	27.11	27.63	27.40	27.92	28.23	27.81	27.50	27.39	27.07	27.91	26.29	26.96		
TiO ₂	0.67	0.78	0.75	0.73	0.65	0.67	0.70	0.69	0.57	0.77	0.72	0.84	0.62	0.60		
Al ₂ O ₃	54.90	53.32	53.62	53.72	53.63	53.67	53.49	52.94	52.45	53.42	55.68	54.60	56.61	55.95		
Cr ₂ O ₃	0.07	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	0.06	0.02	0.04	0.00	0.07	0.02	0.00	0.00		
FeO	13.36	13.39	11.43	12.65	12.33	12.68	12.70	12.56	12.67	12.63	12.72	12.94	12.41	12.68		
MnO	0.41	0.32	0.25	0.26	0.33	0.19	0.31	0.27	0.27	0.22	0.14	0.11	0.03	0.05		
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.07	0.02	0.00	0.01	0.00	0.07	0.00		
MgO	1.67	1.78	1.82	1.88	1.80	1.84	1.80	1.75	1.46	1.69	1.08	1.08	0.78	0.85		
CaO	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na ₂ O	0.01	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.01	0.02	0.04	0.02	0.06		
K ₂ O	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01		
total	98.73	97.04	95.02	96.95	96.15	97.07	97.32	96.15	95.05	96.17	97.50	97.53	96.81	97.16		
Cationes en base a 48 oxígenos																
Si	7.92	8.00	8.00	8.04	8.02	8.10	8.17	8.15	8.16	8.03	7.82	8.06	7.64	7.81		
Ti	0.14	0.17	0.17	0.16	0.14	0.15	0.15	0.15	0.13	0.17	0.16	0.18	0.14	0.13		
Al tot	18.55	18.35	18.65	18.42	18.51	18.36	18.26	18.30	18.35	18.46	18.96	18.59	19.38	19.10		
Al IV	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.36	0.19		
Al VI	18.47	18.35	18.65	18.42	18.51	18.36	18.26	18.30	18.35	18.46	18.78	18.59	19.02	18.91		
Cr	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00		
Fe ³⁺	0.11	0.11	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10	0.11	0.10	0.10		
Fe ²⁺	3.09	3.16	2.72	2.98	2.92	2.98	2.97	2.98	3.03	3.00	2.97	3.01	2.91	2.97		
Mn	0.10	0.08	0.06	0.06	0.08	0.05	0.08	0.07	0.07	0.05	0.03	0.03	0.01	0.01		
Ni	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00		
Mg	0.71	0.77	0.80	0.82	0.78	0.79	0.78	0.76	0.65	0.74	0.46	0.46	0.34	0.37		
Ca	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00		
Na	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.03		
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00		
total	49.18	49.01	49.16	49.01	49.07	48.91	48.79	48.85	48.90	49.03	49.49	49.05	49.93	49.62		
100Fe/(Fe+Mg)	81.32	80.40	77.30	78.40	78.91	79.02	79.18	79.66	82.36	80.19	86.57	86.76	89.53	88.91		
FeSt	79.24	78.80	76.01	77.18	77.24	77.99	77.52	78.19	80.82	79.13	85.82	86.02	89.26	88.64		
MgSt	18.20	19.20	22.32	21.27	20.65	20.70	20.39	19.97	17.32	19.55	13.31	13.13	10.44	11.06		
MnSt	2.56	2.00	1.67	1.56	2.12	1.31	2.09	1.84	1.86	1.32	0.87	0.86	0.31	0.30		

TABLA 7: Análisis de plagioclasas

	Zona del granate															
	250101r	250102	250103	250104c	250105	250106r	250601c	250701r	250702	250703	250704	250705c	250706	250707	250708	250709r
SiO ₂	66.96	66.56	67.35	67.12	68.17	67.67	68.06	67.91	67.30	66.93	68.42	67.89	67.44	67.6	67.01	67.92
Al ₂ O ₃	21.02	21.04	20.97	21.20	19.38	20.94	21.34	20.86	20.89	21.02	20.77	21.10	20.97	21.04	20.99	20.85
FeO	0.12	0.03	0.03	0.08	0.08	0.10	0.17	0.11	0.02	0.01	0.03	0.06	0.04	0.06	0.02	0.08
MgO	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
CaO	0.59	0.77	1.82	1.83	0.64	0.51	0.73	0.53	0.64	0.61	0.70	0.81	0.72	0.60	0.53	0.50
Na ₂ O	11.20	11.02	9.85	9.26	9.76	11.20	11.17	11.30	11.28	11.34	10.93	10.97	11.00	11.24	11.34	11.19
K ₂ O	0.08	0.08	0.06	0.09	0.09	0.07	0.08	0.09	0.08	0.08	0.09	0.09	0.08	0.07	0.12	0.07
Total	99.97	99.51	100.09	99.59	98.13	100.49	101.56	100.81	100.21	100.00	100.95	100.92	100.25	100.63	100.02	100.61
Cationes en base a 8 oxigenos																
Si	2.93	2.93	2.94	2.94	3.01	2.94	2.93	2.95	2.94	2.93	2.96	2.94	2.94	2.94	2.93	2.95
Al	1.08	1.09	1.08	1.09	1.01	1.07	1.08	1.07	1.08	1.08	1.06	1.08	1.08	1.08	1.08	1.07
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.03	0.04	0.09	0.09	0.03	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.02	0.02
Na	0.95	0.94	0.83	0.79	0.84	0.94	0.93	0.95	0.95	0.96	0.92	0.92	0.93	0.95	0.96	0.94
K	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
Total	5.00	5.00	4.94	4.91	4.90	4.99	4.99	5.00	5.00	5.01	4.97	4.98	4.99	5.00	5.01	4.99
Ab	96.73	95.84	90.41	89.64	95.94	97.16	96.08	96.98	96.52	96.68	96.08	95.58	96.07	96.75	96.83	97.20
An	2.82	3.70	9.23	9.79	3.48	2.44	3.47	2.51	3.03	2.87	3.40	3.90	3.47	2.85	2.50	2.40
Or	0.45	0.46	0.36	0.57	0.58	0.40	0.45	0.51	0.45	0.45	0.52	0.52	0.46	0.40	0.67	0.40

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

	Zona del granate					Zona de la estauroilita (1)													
	260901r	260902	260903c	261402r	261401c	130701r	130702	130703c	130704	130705	130706r	130901	131101r	131102c	131301c	140801r	140802c	141201r	141202c
SiO ₂	65.87	64.57	65.70	64.75	65.63	62.13	62.27	68.83	68.42	63.99	63.70	68.09	62.18	62.16	62.16	65.91	65.37	66.53	66.38
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.03	0.05	0.02	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02
Al ₂ O ₃	21.99	22.83	22.75	22.19	22.36	23.17	23.29	19.38	19.79	23.05	22.94	19.20	23.43	23.48	23.24	21.76	22.47	22.25	21.92
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.15	0.08	0.03	0.13	0.09	0.04	0.09	0.01	0.02	0.09	0.15	0.00	0.06	0.12	0.05	0.02	0.02	0.01	0.02
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.05	0.01	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00
MgO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.03	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00
CaO	2.20	2.87	2.81	1.96	1.97	4.14	4.06	0.08	0.09	3.63	3.91	0.14	4.19	3.82	3.86	4.01	4.33	3.77	3.51
Na ₂ O	10.04	9.74	10.00	10.42	10.27	9.22	9.30	11.86	11.56	9.76	9.29	11.83	9.23	9.67	9.50	9.29	8.82	9.63	9.39
K ₂ O	0.09	0.09	0.09	0.09	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.08	0.07	0.10	0.14
total	100.35	100.19	101.39	99.55	100.43	98.72	99.06	100.23	99.88	100.58	100.08	99.32	99.14	99.36	98.90	101.14	101.11	102.31	101.38
Cationes en base a 8 oxígenos																			
Si	2.88	2.84	2.85	2.86	2.87	2.78	2.78	3.00	2.99	2.81	2.81	3.00	2.77	2.77	2.78	2.87	2.85	2.86	2.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.13	1.18	1.16	1.16	1.15	1.22	1.23	1.00	1.02	1.19	1.19	1.00	1.23	1.23	1.23	1.12	1.15	1.13	1.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.10	0.14	0.13	0.09	0.09	0.20	0.19	0.00	0.00	0.17	0.18	0.01	0.20	0.18	0.18	0.19	0.20	0.17	0.16
Na	0.85	0.83	0.84	0.89	0.87	0.80	0.80	1.00	0.98	0.83	0.79	1.01	0.80	0.84	0.82	0.78	0.74	0.80	0.79
K	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01
total	4.98	4.99	4.99	5.01	4.99	5.00	5.00	5.00	4.99	5.00	4.98	5.02	5.00	5.02	5.01	4.96	4.94	4.97	4.96
Ab	88.73	85.55	86.12	90.12	89.89	80.00	80.81	100.00	100.00	83.00	81.44	99.02	80.00	82.35	82.00	80.41	78.72	81.63	82.29
An	10.74	13.93	13.37	9.37	9.53	20.00	19.19	0.00	0.00	17.00	18.56	0.98	20.00	17.65	18.00	19.59	21.28	17.35	16.67
Or	0.52	0.52	0.51	0.51	0.58	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.02	1.04

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

	Zona de la sillimanita (1)																		
	150101r	150102c	150201r	152601r	152602c	152603r	153701	153702	160101r	160102	160103	160104	160105c	160106	160107	160108	160109r	161101r*	161102*
SiO ₂	61.62	62.41	62.95	62.30	62.12	62.24	61.68	62.06	62.40	62.43	63.08	62.67	64.03	63.82	62.49	62.78	62.37	61.79	62.94
TiO ₂	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.02	0.00	0.05	0.00	0.01	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.26	23.08	23.44	23.39	23.51	23.36	22.95	23.21	22.98	22.87	22.28	21.94	22.36	22.79	22.70	23.18	22.67	23.11	23.31
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00
FeO	0.04	0.04	0.06	0.03	0.00	0.05	0.06	0.04	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.43	0.09
MnO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.04
NiO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
CaO	4.87	4.45	4.86	4.79	5.00	4.84	4.93	5.32	4.68	4.48	3.59	3.75	3.88	4.01	3.97	4.52	4.49	4.96	4.71
Na ₂ O	8.82	9.11	9.08	9.21	9.06	8.78	9.10	8.96	9.54	9.37	9.79	9.55	9.70	9.55	9.84	9.31	9.30	8.91	9.02
K ₂ O	0.09	0.16	0.12	0.07	0.14	0.12	0.13	0.19	0.12	0.11	0.18	0.19	0.16	0.13	0.16	0.07	0.12	0.18	0.15
total	98.72	99.27	100.56	99.88	99.86	99.43	98.94	99.81	99.73	99.40	98.96	98.15	100.15	100.33	99.26	99.93	99.01	99.43	100.27
Cationes en base a 8 oxigenos																			
Si	2.77	2.78	2.77	2.77	2.76	2.77	2.77	2.76	2.78	2.78	2.82	2.82	2.83	2.81	2.79	2.78	2.79	2.76	2.78
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.23	1.21	1.22	1.22	1.23	1.23	1.21	1.22	1.21	1.20	1.17	1.17	1.16	1.18	1.20	1.21	1.20	1.22	1.21
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.21	0.23	0.23	0.24	0.23	0.24	0.25	0.22	0.21	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.21	0.22	0.24	0.22
Na	0.77	0.79	0.78	0.79	0.78	0.76	0.79	0.77	0.82	0.81	0.85	0.83	0.83	0.82	0.85	0.80	0.81	0.77	0.77
K	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01
total	5.00	5.00	5.01	5.01	5.02	5.00	5.02	5.01	5.04	5.01	5.02	5.01	5.01	5.01	5.04	5.00	5.03	5.02	4.99
Ab	77.00	78.22	76.47	77.45	75.73	76.00	75.96	74.76	78.10	78.64	82.52	81.37	81.37	80.39	80.95	79.21	77.88	75.49	77.00
An	23.00	20.79	22.55	22.55	23.30	23.00	23.08	24.27	20.95	20.39	16.50	17.65	17.65	18.63	18.10	20.79	21.15	23.53	22.00
Or	0.00	0.99	0.98	0.00	0.97	1.00	0.96	0.97	0.95	0.97	0.97	0.98	0.98	0.98	0.95	0.00	0.96	0.98	1.00
*(incluida en porfidoblasto de granate)																			

* (incluida en porfiroblasto de granate)

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

	Zona de la sillimanita (1)																		
	161103*	161104*	161105c*	161106*	161107*	161108*	161201r	161202	161203	161204c	161205r	170501r	170502	170503c	170504	170505	170506	170507	170508r
SiO ₂	61.83	62.47	62.34	62.36	62.50	62.09	63.67	63.18	62.86	63.40	62.57	62.92	63.52	63.90	62.97	63.16	62.67	62.28	64.13
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	23.77	23.15	23.03	23.23	23.94	22.86	22.61	22.53	22.76	22.24	22.79	22.72	22.50	22.88	22.62	23.39	23.04	22.80	22.02
Cr ₂ O ₃	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.03	0.01	0.00	0.00
FeO	0.13	0.12	0.07	0.13	0.30	0.48	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.03	0.24
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.03
NiO	0.05	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.01	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01	0.04	0.03	0.00
MgO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00
CaO	4.49	4.58	4.72	4.52	2.99	4.85	4.08	4.16	4.44	3.84	4.22	3.71	3.57	3.48	3.61	4.31	4.43	3.42	3.13
Na ₂ O	9.21	9.38	8.99	8.90	9.02	9.29	9.35	9.52	8.81	9.77	9.36	9.75	9.52	9.85	9.26	9.02	9.05	9.47	9.48
K ₂ O	0.16	0.17	0.16	0.15	0.55	0.11	0.13	0.18	0.17	0.16	0.13	0.12	0.17	0.24	0.20	0.18	0.20	0.16	0.08
total	99.69	99.91	99.31	99.30	99.38	99.68	99.90	99.65	99.06	99.42	99.14	99.26	99.42	100.37	98.73	100.14	99.46	98.19	99.11
Cationes en base a 8 oxigenos																			
Si	2.75	2.77	2.78	2.78	2.78	2.77	2.82	2.81	2.80	2.82	2.79	2.80	2.82	2.81	2.81	2.79	2.79	2.80	2.85
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.25	1.21	1.21	1.22	1.25	1.20	1.18	1.18	1.20	1.17	1.20	1.19	1.18	1.19	1.19	1.22	1.21	1.21	1.15
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.21	0.22	0.23	0.22	0.14	0.23	0.19	0.20	0.21	0.18	0.20	0.18	0.17	0.16	0.17	0.20	0.21	0.17	0.15
Na	0.80	0.81	0.78	0.77	0.78	0.80	0.80	0.82	0.76	0.84	0.81	0.84	0.82	0.84	0.80	0.77	0.78	0.83	0.82
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
total	5.02	5.02	5.01	5.00	4.99	5.03	5.00	5.02	4.98	5.02	5.01	5.02	5.00	5.01	4.98	4.99	5.00	5.02	4.98
Ab	78.43	77.88	76.47	77.00	82.11	76.92	80.00	79.61	77.55	81.55	79.41	81.55	82.00	83.17	81.63	78.57	78.00	82.18	84.54
An	20.59	21.15	22.55	22.00	14.74	22.12	19.00	19.42	21.43	17.48	19.61	17.48	17.00	15.84	17.35	20.41	21.00	16.83	15.46
Or	0.98	0.96	0.98	1.00	3.16	0.96	1.00	0.97	1.02	0.97	0.98	0.97	1.00	0.99	1.02	1.02	1.00	0.99	0.00
*(incluida en porfidoblasto de granate)																			

* (incluida en porfiroblastos de granate)

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

Zona de la sillimanita (1)																			
171201	171202	171203	180501r	180502	180503c	180504	180505	180506	180507r	190401r	190402	190403c	190404	190405r	190901r	190902	190903	190904c	
SiO ₂	64.05	63.98	63.90	63.55	63.63	64.71	63.40	63.58	61.75	61.74	63.33	64.26	64.19	63.83	63.95	64.24	65.54	66.37	66.03
TiO ₂	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00
Al ₂ O ₃	23.20	22.78	22.76	23.79	23.39	23.14	22.82	23.24	24.16	24.12	21.76	21.68	21.44	21.79	21.80	22.19	22.10	22.19	21.76
Cr ₂ O ₃	0.05	0.00	0.00	0.00	0.08	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeO	0.26	0.09	0.09	0.04	0.05	0.03	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00
MnO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00
NiO	0.03	0.01	0.06	0.00	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
MgO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
CaO	3.75	3.55	3.67	4.49	4.05	2.86	3.80	4.03	5.05	5.11	2.45	2.07	1.91	2.23	2.05	2.57	2.58	2.17	2.29
Na ₂ O	9.63	9.86	9.23	9.18	9.32	9.51	9.32	9.13	8.65	8.57	10.05	10.42	10.48	10.55	10.16	9.64	10.14	10.23	10.46
K ₂ O	0.08	0.06	0.05	0.00	0.00	0.04	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.08	0.10	0.12	0.12
Total	101.08	100.33	99.76	101.09	100.57	100.36	99.40	100.06	99.73	99.59	97.62	98.53	98.14	98.51	98.00	98.78	100.48	101.15	100.68
Cationes en base a 8 oxigenos																			
Si	2.80	2.82	2.82	2.78	2.79	2.83	2.81	2.80	2.74	2.74	2.85	2.87	2.87	2.85	2.87	2.86	2.87	2.88	2.88
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.20	1.18	1.19	1.23	1.21	1.19	1.19	1.21	1.26	1.26	1.16	1.14	1.13	1.15	1.15	1.16	1.14	1.14	1.12
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.18	0.17	0.17	0.21	0.19	0.13	0.18	0.19	0.24	0.24	0.12	0.10	0.09	0.11	0.10	0.12	0.12	0.10	0.11
Na	0.82	0.84	0.79	0.78	0.79	0.81	0.80	0.78	0.75	0.74	0.88	0.90	0.91	0.91	0.88	0.83	0.86	0.86	0.89
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Total	5.01	5.01	4.97	5.00	4.98	4.96	4.98	4.98	4.99	4.98	5.01	5.01	5.00	5.02	5.00	4.97	5.00	4.99	5.01
Ab	82.00	83.17	82.29	78.79	80.61	86.17	81.63	80.41	75.76	75.51	88.00	90.00	91.00	89.22	89.80	87.37	86.87	88.66	88.12
An	18.00	16.83	17.71	21.21	19.39	13.83	18.37	19.59	24.24	24.49	12.00	10.00	9.00	10.78	10.20	12.63	12.12	10.31	10.89
Or	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.01	1.03	0.99

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

	Zona de la sillimanita (1)								Zona de sillimanita + Kfs											
	190905	190906r	191501r	191502	191503c	191504	191505	191506r	210701r	210702	210703	210704	210705c	210706	210707	210708	210709r	211001r	211002	
SiO ₂	66.11	65.05	64.36	64.66	66.33	63.79	64.61	64.99	61.16	60.26	61.64	61.65	61.22	61.97	61.37	61.66	61.17	60.92	60.45	
TiO ₂	0.01	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	
Al ₂ O ₃	22.18	22.75	22.22	21.90	21.97	21.90	22.37	22.40	24.55	24.05	24.18	24.37	24.03	24.17	24.49	24.33	24.33	24.13	25.94	
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	
FeO	0.09	0.08	0.04	0.02	0.00	0.02	0.03	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.04	0.03	0.01	0.04	0.20	0.39	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.01	0.05	0.06	0.04	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.02	0.02	0.01	
NiO	0.00	0.00	0.02	0.04	0.00	0.04	0.00	0.02	0.05	0.05	0.00	0.07	0.05	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	
MgO	0.01	0.00	0.03	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	
CaO	2.75	3.27	2.08	2.19	2.41	1.59	2.36	1.37	5.17	4.86	5.05	5.30	5.31	5.02	5.22	5.47	5.39	5.21	4.86	
Na ₂ O	9.91	9.82	10.45	10.19	9.80	10.55	10.07	10.47	8.50	8.67	8.79	8.64	8.43	8.69	8.43	8.49	8.49	8.55	8.50	
K ₂ O	0.12	0.06	0.09	0.08	0.06	0.21	0.08	0.56	0.12	0.09	0.12	0.12	0.18	0.09	0.16	0.17	0.12	0.10	0.15	
Total	101.19	101.03	99.32	99.07	100.61	98.16	99.57	99.89	99.64	98.06	99.85	100.18	99.27	100.01	99.73	100.14	99.60	99.24	100.31	
Cationes en base a 8 oxigenos																				
Si	2.87	2.84	2.85	2.87	2.89	2.86	2.85	2.86	2.72	2.73	2.74	2.73	2.74	2.74	2.73	2.73	2.73	2.73	2.68	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	1.14	1.17	1.16	1.14	1.13	1.16	1.16	1.16	1.29	1.28	1.27	1.27	1.27	1.26	1.28	1.27	1.28	1.27	1.35	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.13	0.15	0.10	0.10	0.11	0.08	0.11	0.06	0.25	0.24	0.24	0.25	0.25	0.24	0.25	0.26	0.26	0.25	0.23	
Na	0.83	0.83	0.90	0.88	0.83	0.92	0.86	0.89	0.73	0.76	0.76	0.74	0.73	0.75	0.73	0.73	0.73	0.74	0.73	
K	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
total	4.98	4.99	5.02	4.99	4.96	5.03	4.98	5.00	5.00	5.02	5.02	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	5.01	5.01	
Ab	85.57	84.69	89.11	89.80	88.30	91.09	88.66	90.82	73.74	75.25	75.25	74.00	73.74	75.00	73.74	73.00	73.00	74.00	75.26	
An	13.40	15.31	9.90	10.20	11.70	7.92	11.34	6.12	25.25	23.76	23.76	25.00	25.25	24.00	25.25	26.00	26.00	25.00	23.71	
Or	1.03	0.00	0.99	0.00	0.00	0.99	0.00	3.06	1.01	0.99	0.99	1.00	1.01	1.00	1.01	1.00	1.00	1.00	1.03	

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

Zona de sillimanita + Kfs																			
	211003c	211004	211005	211006	211007r	211501r	211502	211503c	220401r	220402	220403c	220601r*	220602*	220603c*	220604*	220605r*	220801c*	221001r	221002
SiO ₂	61.98	61.62	61.07	60.53	61.36	60.80	60.55	60.97	61.64	62.59	62.54	62.71	60.52	60.99	61.53	62.00	60.11	60.59	61.60
TiO ₂	0.04	0.03	0.02	0.04	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00
Al ₂ O ₃	24.25	24.61	24.34	24.62	24.61	24.48	24.46	24.60	24.31	23.10	23.36	24.16	26.40	24.51	23.49	23.81	24.67	23.52	23.11
Cr ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
FeO	0.04	0.03	0.03	0.05	0.03	0.37	0.07	0.03	0.23	0.05	0.02	0.24	0.16	0.23	0.24	0.44	0.21	0.61	0.12
MnO	0.04	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.07	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.04	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.00
CaO	4.93	5.10	5.47	5.33	5.11	4.70	5.15	5.07	5.01	3.64	4.00	4.53	4.45	3.93	4.23	4.38	5.13	4.20	3.83
Na ₂ O	8.48	8.45	8.31	8.26	8.41	8.44	8.65	8.53	8.52	8.95	9.21	8.73	8.15	8.83	8.93	8.95	8.30	7.86	9.35
K ₂ O	0.26	0.28	0.17	0.21	0.14	0.11	0.12	0.05	0.11	0.16	0.22	0.09	0.09	0.07	0.09	0.06	0.05	1.58	0.13
total	100.03	100.14	99.41	99.10	99.73	98.90	99.07	99.30	99.82	98.54	99.40	100.53	99.82	98.65	98.57	99.66	98.54	98.44	98.14
Cationes en base a 8 oxígenos																			
Si	2.74	2.73	2.73	2.71	2.73	2.73	2.71	2.72	2.74	2.80	2.78	2.76	2.68	2.73	2.76	2.76	2.71	2.75	2.78
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	1.27	1.28	1.28	1.30	1.29	1.29	1.29	1.29	1.27	1.22	1.23	1.25	1.38	1.30	1.24	1.25	1.31	1.26	1.23
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.00
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.24	0.26	0.26	0.24	0.23	0.25	0.24	0.24	0.17	0.19	0.21	0.21	0.19	0.20	0.21	0.25	0.20	0.19
Na	0.73	0.73	0.72	0.72	0.73	0.73	0.75	0.74	0.73	0.78	0.79	0.74	0.70	0.77	0.78	0.77	0.72	0.69	0.82
K	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.09	0.01
total	4.98	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.01	4.99	5.00	4.98	5.00	4.98	4.99	5.00	4.99	5.01	5.00	5.01	5.03
Ab	75.26	73.74	72.73	72.73	74.49	75.26	74.26	75.51	74.49	81.25	79.80	77.08	76.09	80.21	79.59	78.57	74.23	70.41	80.39
An	23.71	24.24	26.26	26.26	24.49	23.71	24.75	24.49	24.49	17.71	19.19	21.88	22.83	19.79	20.41	21.43	25.77	20.41	18.63
Or	1.03	2.02	1.01	1.01	1.02	1.03	0.99	0.00	1.02	1.04	1.01	1.04	1.09	0.00	0.00	0.00	0.00	9.18	0.98
* (incluida en porfídoblasto de granate)																			

* (incluida en porfido blasto de granate)

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

		Zona de sillimanita + Kfs																			
		221003	221004c	221005	221501r	221601r	221602c	230301r	230302	230303	230304c	230305	230306	230307r	230401r	230601r*	230602r*	230701r*	230702c*	230801r	
SiO ₂		62.71	63.51	63.68	61.33	60.98	62.61	61.39	60.84	60.79	60.75	61.69	61.09	60.57	61.78	61.51	60.83	61.08	55.14	61.46	
TiO ₂		0.04	0.03	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.02	
Al ₂ O ₃		23.18	22.79	22.99	23.45	23.66	23.00	24.27	24.27	24.02	24.16	24.03	24.14	24.06	23.90	24.07	23.40	24.06	29.91	24.11	
Cr ₂ O ₃		0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	
FeO		0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.19	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.05	0.02	0.48	0.18	0.27	0.26	0.26	
MnO		0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.02	0.05	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.01	0.00	0.09	0.02	0.02	0.05	0.01	
NiO		0.03	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.06	0.01	0.03	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	
MgO		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	
CaO		3.40	3.37	3.46	4.12	4.63	4.00	4.75	4.60	4.79	4.93	4.94	4.84	4.82	4.49	4.70	5.15	4.91	4.61	4.89	
Na ₂ O		9.46	9.55	9.30	8.77	8.85	8.98	8.94	8.66	8.63	8.74	8.81	8.81	8.65	9.03	9.07	8.71	9.07	7.98	8.47	
K ₂ O		0.14	0.12	0.13	0.14	0.08	0.22	0.15	0.20	0.22	0.23	0.18	0.18	0.09	0.10	0.06	0.09	0.09	0.11	0.09	
total		98.96	99.41	99.59	98.04	98.26	98.90	99.80	98.63	98.51	98.87	99.75	99.15	98.30	99.37	100.03	98.42	99.52	98.12	99.30	
Cationes en base a 8 oxigenos																					
Si		2.80	2.82	2.82	2.77	2.75	2.80	2.73	2.73	2.74	2.73	2.74	2.73	2.73	2.75	2.73	2.74	2.73	2.50	2.74	
Ti		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al		1.22	1.19	1.20	1.25	1.26	1.21	1.27	1.28	1.27	1.28	1.26	1.27	1.28	1.26	1.26	1.24	1.27	1.60	1.27	
Cr		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺		0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	
Mn		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg		0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca		0.16	0.16	0.16	0.20	0.22	0.19	0.23	0.22	0.23	0.24	0.24	0.23	0.23	0.21	0.22	0.25	0.23	0.22	0.23	
Na		0.82	0.82	0.80	0.77	0.77	0.78	0.77	0.75	0.75	0.76	0.76	0.76	0.76	0.78	0.78	0.76	0.79	0.70	0.73	
K		0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	
total		5.01	5.00	4.99	5.01	5.00	4.99	5.02	4.99	5.00	5.02	5.01	5.00	5.01	5.01	5.01	5.01	5.04	5.04	4.99	
Ab		82.83	82.83	82.47	78.57	77.78	79.59	76.24	76.53	75.76	75.25	75.25	76.00	76.00	78.00	78.00	74.51	76.70	75.27	75.26	
An		16.16	16.16	16.49	20.41	22.22	19.39	22.77	22.45	23.23	23.76	23.76	23.00	23.00	21.00	22.00	24.51	22.33	23.66	23.71	
Or		1.01	1.01	1.03	1.02	0.00	1.02	0.99	1.02	1.01	0.99	0.99	1.00	1.00	1.00	0.00	0.98	0.97	1.08	1.03	
(incluida en porfidoblasto de granate)																					

* (incluida en porfiroblasto de granate)

TABLA 7: análisis químicos de plagioclasas (continuación)

	Zona de sillimanita + Kfs									
	230802	230803	230804c	240201r	240202	240203	240204	240801r	240802	
SiO ₂	61.33	60.81	60.80	63.52	62.36	60.33	60.72	60.21	60.33	
TiO ₂	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	
Al ₂ O ₃	23.78	23.79	23.82	21.96	22.97	24.00	23.98	24.17	24.29	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.01	0.00	0.07	
FeO	0.05	0.02	0.01	0.03	0.00	0.03	0.11	0.08	0.00	
MnO	0.05	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	
NiO	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.02	0.03	
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	
CaO	4.79	4.87	4.91	2.77	3.75	5.12	5.25	5.24	5.58	
Na ₂ O	8.95	8.70	8.94	10.00	9.48	8.34	7.87	8.66	8.40	
K ₂ O	0.19	0.22	0.17	0.17	0.13	0.14	0.14	0.16	0.19	
total	99.22	98.44	98.65	98.48	98.75	98.01	98.15	98.57	98.91	
Cationes en base a 8 oxígenos										
Si	2.74	2.74	2.74	2.84	2.79	2.73	2.74	2.72	2.71	
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al	1.25	1.26	1.26	1.16	1.21	1.28	1.27	1.28	1.29	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.23	0.24	0.24	0.13	0.18	0.25	0.25	0.25	0.27	
Na	0.78	0.76	0.78	0.87	0.82	0.73	0.69	0.76	0.73	
K	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	
total	5.01	5.01	5.03	5.01	5.01	5.00	4.96	5.02	5.01	
Ab	76.47	75.25	75.73	86.14	81.19	73.74	72.63	74.51	72.28	
An	22.55	23.76	23.30	12.87	17.82	25.25	26.32	24.51	26.73	
Or	0.98	0.99	0.97	0.99	0.99	1.01	1.05	0.98	0.99	

TABLA 8: Análisis químicos de turmalinas

Z de Biotita	Zona del granate			Zona estaurilita (1)		Zona de la sillimanita (1)						
	30501	80601r	80602c	91801r	91802c	180401r	180402c	151301*	152001*	152301	160501r	160502c
SiO ₂	23.27	35.5	36.06	36.84	36.29	35.36	36.09	36.70	36.32	36.32	35.97	36.74
TiO ₂	0.09	0.80	0.68	0.80	0.56	0.82	0.99	0.67	0.95	1.06	0.88	0.96
Al ₂ O ₃	22.91	32.55	32.73	32.93	31.06	34.42	31.74	31.38	31.80	30.52	32.86	31.69
Cr ₂ O ₃	0.00	0.14	0.10	0.00	0.02	0.02	0.00	0.03	0.04	0.02	0.00	0.02
FeO	27.15	6.97	7.58	6.70	9.45	7.19	9.23	7.11	5.63	6.52	4.73	5.64
MnO	0.19	0.00	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.12	0.00	0.09	0.02	0.00
NiO	0.01	0.04	0.02	0.02	0.00	0.09	0.02	0.00	0.03	0.01	0.04	0.04
MgO	9.78	5.94	5.36	6.22	6.15	5.69	4.91	6.64	7.13	5.96	7.26	6.83
CaO	0.01	0.79	0.64	0.18	0.62	0.67	0.29	0.54	0.86	0.64	0.59	0.75
Na ₂ O	0.00	0.45	0.45	0.16	0.19	1.58	2.19	0.2	0.17	0.15	2.22	2.15
K ₂ O	0.03	0.03	0.00	0.04	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.05	0.03
total	83.44	83.19	83.61	83.88	84.44	85.86	85.47	83.39	82.93	81.32	84.62	84.85
Cationes en base a 12.5 oxígenos												
Si	2.33	3.04	3.07	3.10	3.10	2.95	3.06	3.13	3.09	3.16	3.02	3.09
Ti	0.01	0.05	0.04	0.05	0.04	0.05	0.06	0.04	0.06	0.07	0.06	0.06
Al	2.71	3.29	3.29	3.27	3.13	3.39	3.18	3.15	3.19	3.13	3.25	3.14
Cr	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	2.28	0.50	0.54	0.47	0.67	0.50	0.65	0.51	0.40	0.47	0.33	0.40
Mn	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	1.46	0.76	0.68	0.78	0.78	0.71	0.62	0.84	0.90	0.77	0.91	0.86
Ca	0.00	0.07	0.06	0.02	0.06	0.06	0.03	0.05	0.08	0.06	0.05	0.07
Na	0.00	0.07	0.08	0.03	0.03	0.26	0.36	0.03	0.03	0.03	0.36	0.35
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
total	8.81	7.79	7.77	7.72	7.82	7.93	7.96	7.76	7.75	7.70	7.99	7.97
Fe/(Fe+Mg)	0.61	0.40	0.44	0.38	0.46	0.41	0.51	0.38	0.31	0.38	0.27	0.32
*) Incluidas en porfídoblastos de granate o estaurilita (1)												

(*) Incluidas en porfiroblastos de granate o estaurilita (1)

TABLA 8: Análisis químicos de turmalinas (continuación)

	Zona de la sillimanita (1)						Zona de sillimanita + Kfs					
	161301r	161302c	171001r	171002c	171501r	171502c	231101r	231102	231103	231104	231105c	
SiO ₂	35.9	36.01	36.37	35.77	36.01	36.19	35.30	35.30	35.56	35.88	35.81	
TiO ₂	0.88	0.55	0.90	0.71	0.81	0.79	0.71	0.74	0.74	0.92	0.25	
Al ₂ O ₃	34.29	32.84	33.8	33.21	33.76	32.93	34.64	34.72	32.17	31.15	32.56	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.07	0.02	0.03	0.01	0.00	0.04	0.06	0.07	0.05	0.02	
FeO	5.56	6.57	5.41	4.61	6.10	4.71	4.58	5.19	4.72	6.20	5.77	
MnO	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	
NiO	0.01	0.04	0.01	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.00	0.04	0.00	
MgO	6.39	6.34	6.35	7.42	6.03	7.65	6.30	6.68	8.72	8.12	7.86	
CaO	0.67	0.78	0.61	0.57	0.48	0.66	0.68	0.75	0.68	0.36	0.14	
Na ₂ O	2.13	2.28	2.03	2.28	1.93	2.25	1.76	1.92	2.37	2.56	2.37	
K ₂ O	0.04	0.03	0.05	0.01	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	
total	85.93	85.52	85.55	84.65	85.21	85.18	84.07	85.42	85.05	85.29	84.81	
Cationes en base a 12.5 oxigenos												
Si	2.98	3.02	3.02	3.00	3.01	3.02	2.97	2.94	2.98	3.02	3.01	
Ti	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.06	0.02	
Al	3.35	3.25	3.31	3.28	3.33	3.23	3.43	3.41	3.18	3.09	3.23	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.39	0.46	0.38	0.32	0.43	0.33	0.32	0.36	0.33	0.44	0.41	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.79	0.79	0.79	0.93	0.75	0.95	0.79	0.83	1.09	1.02	0.99	
Ca	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.06	0.07	0.06	0.03	0.01	
Na	0.34	0.37	0.33	0.37	0.31	0.36	0.29	0.31	0.39	0.42	0.39	
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
total	7.96	7.99	7.94	7.99	7.92	8.00	7.91	7.97	8.08	8.08	8.06	
Fe/(Fe+Mg)	0.33	0.37	0.32	0.26	0.36	0.26	0.29	0.30	0.23	0.30	0.29	

TABLA 9: Análisis de óxidos de Fe-Ti (Ilmenitas)

	Zona del granate											
	70201	80301	250501	250801	250802	250901	251101	251201	251701	260201	260301	261201
SiO ₂	0.04	0.03	0.04	0.60	0.05	0.53	0.09	0.01	0.01	0.08	0.03	0.05
TiO ₂	54.99	55.05	51.26	48.06	48.79	50.46	51.48	51.59	51.22	52.67	52.53	50.84
Al ₂ O ₃	0.02	0.03	0.00	0.08	0.00	0.39	0.06	0.06	0.00	0.01	0.00	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.04	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01
FeO	41.31	43.09	44.62	48.65	49.46	46.85	45.19	44.82	45.39	44.70	45.47	44.64
MnO	1.02	0.17	1.00	0.43	0.48	0.37	0.74	0.90	0.92	0.19	0.22	0.17
NiO	0.06	0.05	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00
MgO	0.03	0.07	0.06	0.50	0.46	0.29	0.04	0.04	0.03	0.11	0.12	0.09
CaO	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.01	0.02	0.00	0.00	0.01	0.03	0.00
Na ₂ O	0.01	0.00	0.00	0.03	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
K ₂ O	0.00	0.03	0.03	0.01	0.00	0.10	0.06	0.04	0.08	0.06	0.06	0.10
total	97.49	98.57	97.04	98.51	99.36	99.04	97.73	97.46	97.73	97.86	98.50	95.94
Cationes = 2												
Si	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.05	1.04	1.00	0.94	0.95	0.97	1.00	1.01	1.00	1.02	1.01	1.01
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.88	0.91	0.97	1.06	1.07	1.00	0.98	0.97	0.98	0.96	0.97	0.98
Mn	0.02	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
total	1.95	1.95	1.99	2.04	2.06	2.02	1.99	2.00	2.00	1.98	1.99	2.00
FeAlO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.97	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeSiO ₃	0.00	0.00	0.00	1.30	0.00	1.45	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pirofanita	1.67	0.00	1.98	0.87	0.85	0.97	1.49	1.96	2.00	0.47	0.48	0.49
Geikialita	0.00	0.00	0.00	1.74	1.70	0.97	0.00	0.00	0.00	0.47	0.48	0.49
Ilmenita	85.83	88.89	97.03	90.24	91.06	94.20	97.52	96.57	97.76	94.37	96.15	97.55
Hematites	0.00	0.00	0.00	5.86	6.38	1.45	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00
Rutilo	12.50	11.11	0.99	0.00	0.00	0.00	0.99	1.47	0.00	4.69	2.88	1.47
Fe ²⁺ /Ti	0.838095	0.875	0.97	1.128342	1.126316	1.036269	0.975	0.965174	0.984925	0.940887	0.960396	0.975124

TABLA 9: Análisis de óxidos de Fe-Ti (continuación)

	Zona de la estauroilita (1)										Zona de la sillimanita (1)				
	90201	91601	91701	101007	111301	121401	130201	130301	131201	151401	151501	151901	170201	180701	191701
SiO ₂	0.04	0.03	0.04	0.12	0.04	4.04	0.30	0.05	0.08	0.05	0.00	0.01	0.05	0.00	0.02
TiO ₂	55.31	57.15	56.87	55.85	55.10	51.05	55.19	57.17	55.21	54.45	54.97	56.15	54.95	53.85	55.72
Al ₂ O ₃	0.01	0.00	0.00	0.08	0.03	0.19	0.03	0.09	0.08	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.04
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.01	0.00	0.03	0.02	0.00	0.03	0.01	0.00	0.02	0.00
FeO	44.75	44.51	45.04	43.56	42.85	43.96	44.94	41.90	43.01	45.04	44.07	42.04	45.75	45.81	44.55
MnO	0.72	0.42	0.40	0.30	0.89	0.34	0.81	2.25	1.41	0.69	0.33	1.01	0.74	0.13	0.13
NiO	0.06	0.05	0.02	0.04	0.00	0.07	0.00	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.00	0.05	0.00
MgO	0.07	0.00	0.00	0.40	0.09	0.24	0.52	0.03	0.03	0.57	0.52	0.46	0.00	0.13	0.04
CaO	0.04	0.03	0.00	0.04	0.02	0.03	0.08	0.00	0.02	0.10	0.03	0.01	0.09	0.00	0.00
Na ₂ O	0.00	0.00	0.03	0.06	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.04
K ₂ O	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
total	101.00	102.22	102.40	100.50	99.06	99.93	101.89	101.51	99.88	100.95	100.07	99.73	101.60	100.05	100.53
Cationes = 2															
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ti	1.03	1.04	1.04	1.03	1.04	0.94	1.01	1.05	1.03	1.01	1.03	1.04	1.02	1.01	1.04
Al	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.92	0.90	0.91	0.90	0.90	0.90	0.92	0.85	0.89	0.93	0.92	0.87	0.94	0.96	0.92
Mn	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.05	0.03	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.00	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	1.97	1.95	1.96	1.95	1.96	1.97	1.98	1.95	1.95	1.97	1.98	1.95	1.98	1.97	1.96
FeAlO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.85	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
FeSiO ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	8.47	0.93	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Pirofanita	1.79	0.85	0.86	0.88	1.72	0.85	1.85	4.17	2.63	0.94	0.90	1.71	1.85	0.00	0.00
Geikialita	0.00	0.00	0.00	0.88	0.00	0.85	1.85	0.00	0.00	1.89	1.80	1.71	0.00	0.00	0.00
Ilmenita	90.18	88.03	88.79	88.60	87.93	77.97	89.81	83.33	87.72	92.45	90.09	85.47	92.59	95.28	89.66
Hematites	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Rutilo	8.04	11.11	10.34	9.65	10.34	11.02	5.56	12.50	9.65	4.72	7.21	11.11	5.56	4.72	10.34
Fe ²⁺ /Ti	0.8932	0.8654	0.8750	0.8738	0.8654	0.9574	0.9109	0.8095	0.8641	0.9208	0.8932	0.8365	0.9216	0.9505	0.8846

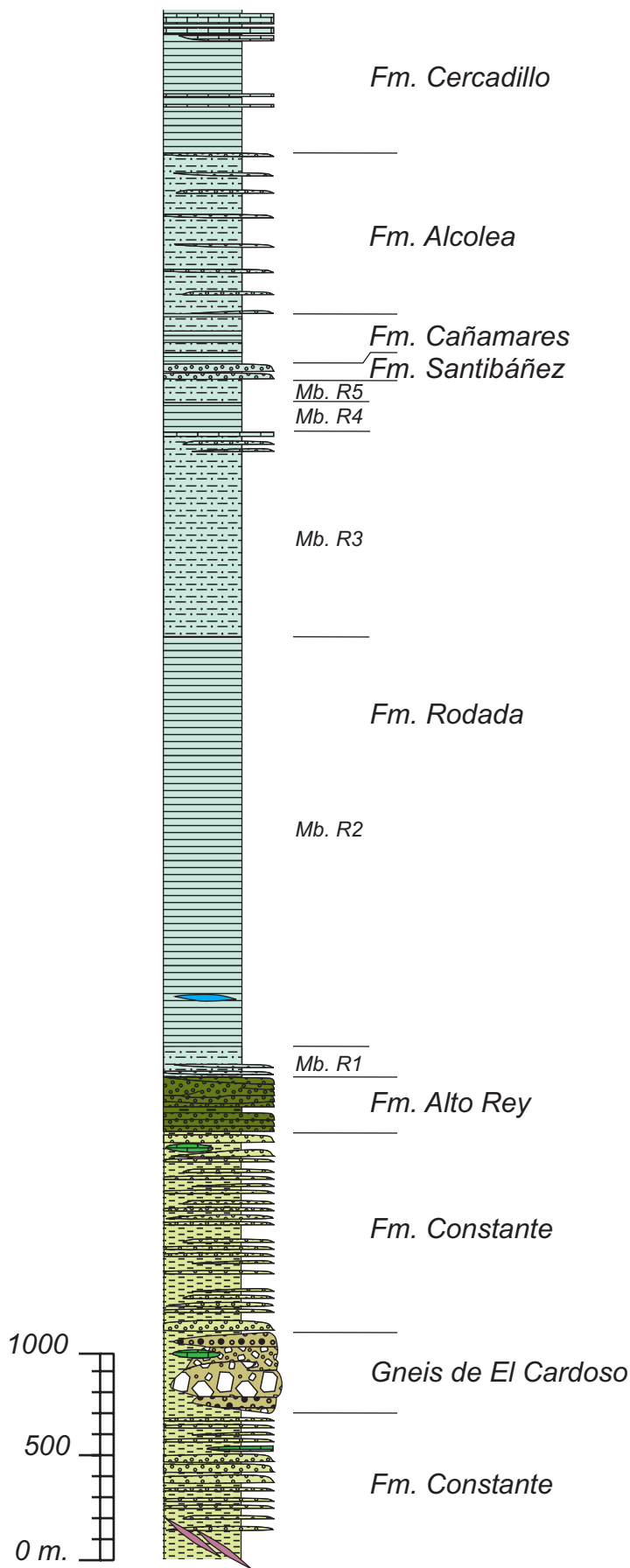
TABLA 10: Análisis de óxidos de Fe-Ti (Rutilos)

	Zona del granate				Zona de la estauroлита (1)				
	60001	60801	60901	61601	100401	111101	120601	121501	140401
SiO ₂	0.20	3.49	1.03	0.87	0.25	0.09	3.60	0.16	0.00
TiO ₂	99.42	94.11	95.55	98.39	104.90	100.74	94.84	101.37	105.57
Al ₂ O ₃	0.88	1.17	1.10	0.89	0.13	0.07	0.54	0.08	0.02
Cr ₂ O ₃	0.03	0.03	0.05	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
FeO	0.56	0.49	2.40	0.52	0.22	0.09	0.23	0.17	0.13
MnO	0.00	0.05	0.02	0.00	0.00	0.05	0.04	0.05	0.00
NiO	0.05	0.02	0.00	0.00	0.10	0.00	0.03	0.06	0.00
MgO	0.00	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00
CaO	0.05	0.19	0.06	0.08	0.08	0.02	0.44	0.01	0.01
Na ₂ O	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.02	0.10	0.00	0.03
K ₂ O	0.09	0.11	0.23	0.12	0.04	0.10	0.07	0.02	0.00
total	101.28	99.68	100.49	100.93	105.73	101.19	99.95	101.93	105.76
O = 12									
Si	0.03	0.55	0.16	0.14	0.04	0.01	0.57	0.03	0.00
Ti	11.79	11.22	11.49	11.68	11.91	11.96	11.28	11.94	11.99
Al	0.16	0.22	0.21	0.17	0.02	0.01	0.10	0.01	0.00
Cr	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ²⁺	0.07	0.06	0.32	0.07	0.03	0.01	0.03	0.02	0.02
Mn	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
Ni	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00
Mg	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00
Ca	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.00	0.07	0.00	0.00
Na	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01
K	0.02	0.02	0.05	0.02	0.01	0.02	0.01	0.00	0.00
total	12.09	12.11	12.26	12.11	12.03	12.03	12.10	12.02	12.02
Rutilo	99.33	99.12	97.25	99.24	99.67	99.83	99.03	99.75	99.83
Ilmenita	0.59	0.53	2.62	0.59	0.25	0.08	0.26	0.17	0.17
Pirofanita	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.08	0.00
Geikielita	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.09	0.00	0.00
Perovskita	0.08	0.27	0.08	0.08	0.08	0.00	0.61	0.00	0.00
Cromita	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

TABLA 10: Rutilos (continuación)

	Zona de sillimanita (1)											Zona de Sil + Kfs	
	150601	150701	150901	151001	151601	151801	152201	170301	170701	191601	221301	221701	
SiO ₂	0.15	0.09	0.17	1.19	0.20	0.02	0.02	0.27	0.21	0.07	0.07	0.04	
TiO ₂	99.61	101.47	100.18	96.39	99.36	101.63	103.02	98.18	100.20	103.64	101.83	100.55	
Al ₂ O ₃	0.62	0.38	0.63	1.40	0.63	0.11	0.02	1.12	0.92	0.10	0.07	0.18	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.00	0.05	0.01	0.00	0.00	0.03	
FeO	0.26	0.19	0.57	0.88	0.57	0.38	0.09	0.99	0.23	1.63	0.15	0.43	
MnO	0.00	0.00	0.00	0.04	0.05	0.00	0.04	0.05	0.00	0.01	0.00	0.05	
NiO	0.00	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	
MgO	0.01	0.02	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	
CaO	0.05	0.01	0.12	0.22	0.06	0.00	0.01	0.14	0.05	0.01	0.08	0.03	
Na ₂ O	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	
K ₂ O	0.09	0.08	0.00	0.03	0.00	0.03	0.04	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	
total	100.86	102.25	101.72	100.28	100.89	102.18	103.24	100.83	101.72	105.47	102.20	101.31	
O = 12													
Si	0.02	0.01	0.03	0.19	0.03	0.00	0.00	0.04	0.03	0.01	0.01	0.01	
Ti	11.86	11.91	11.83	11.52	11.83	11.95	11.98	11.71	11.81	11.87	11.96	11.93	
Al	0.12	0.07	0.12	0.26	0.12	0.02	0.00	0.21	0.17	0.02	0.01	0.03	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe ²⁺	0.03	0.03	0.07	0.12	0.08	0.05	0.01	0.13	0.03	0.21	0.02	0.06	
Mn	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	
Ni	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
Mg	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Ca	0.01	0.00	0.02	0.04	0.01	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	
Na	0.01	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
K	0.02	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	
total	12.07	12.05	12.08	12.18	12.08	12.02	12.00	12.13	12.07	12.11	12.01	12.04	
Rutilo	99.66	99.67	99.24	98.51	99.16	99.58	99.92	98.70	99.66	98.26	99.75	99.42	
Ilmenita	0.25	0.25	0.59	0.94	0.67	0.42	0.08	1.01	0.25	1.74	0.17	0.50	
Pirofanita	0.00	0.00	0.00	0.09	0.08	0.00	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.08	
Geikielita	0.00	0.08	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Perovskita	0.08	0.00	0.17	0.34	0.08	0.00	0.00	0.17	0.08	0.00	0.08	0.00	
Cromita	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	

UNIDAD SUPERIOR

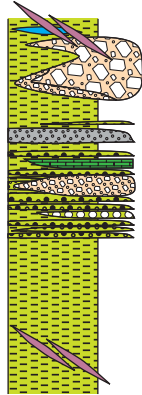


LEYENDA

- Pizarras
- Pizarras arenosas
- Anfibolitas
- Areniscas
- Calizas y dolomías
- Esquistos
- Cuarcitas
- Rocas de silicatos cálcicos
- Areniscas feldespáticas
- Ortogneises metavolcánicos
- a) facies glandulares
- b) facies microglandulares y equigranulares
- Aplo-pegmatitas deformadas

Fig. 3: Columnas sintéticas de las Unidades Tectónicas

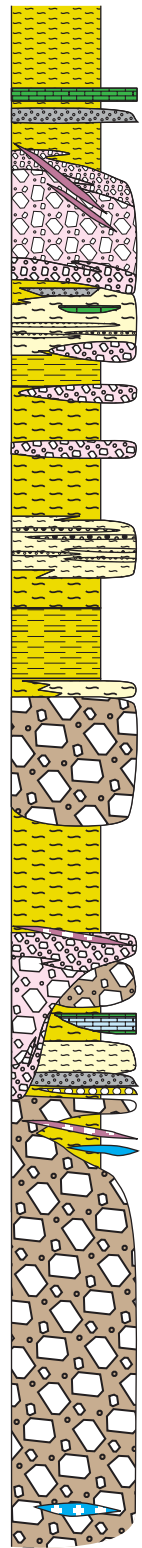
UNIDAD INTERMEDIA



LEYENDA

- Esquistos y paragneises
- Rocas de silicatos cálcicos
- Areniscas feldespáticas
- Cuarcitas negras grafitosas
- Conglomerados
- Anfibolitas
- Leucogneises metagraníticos
- a) facies glandulares
- b) facies microglandulares y equigranulares
- Aplo-pegmatitas deformadas

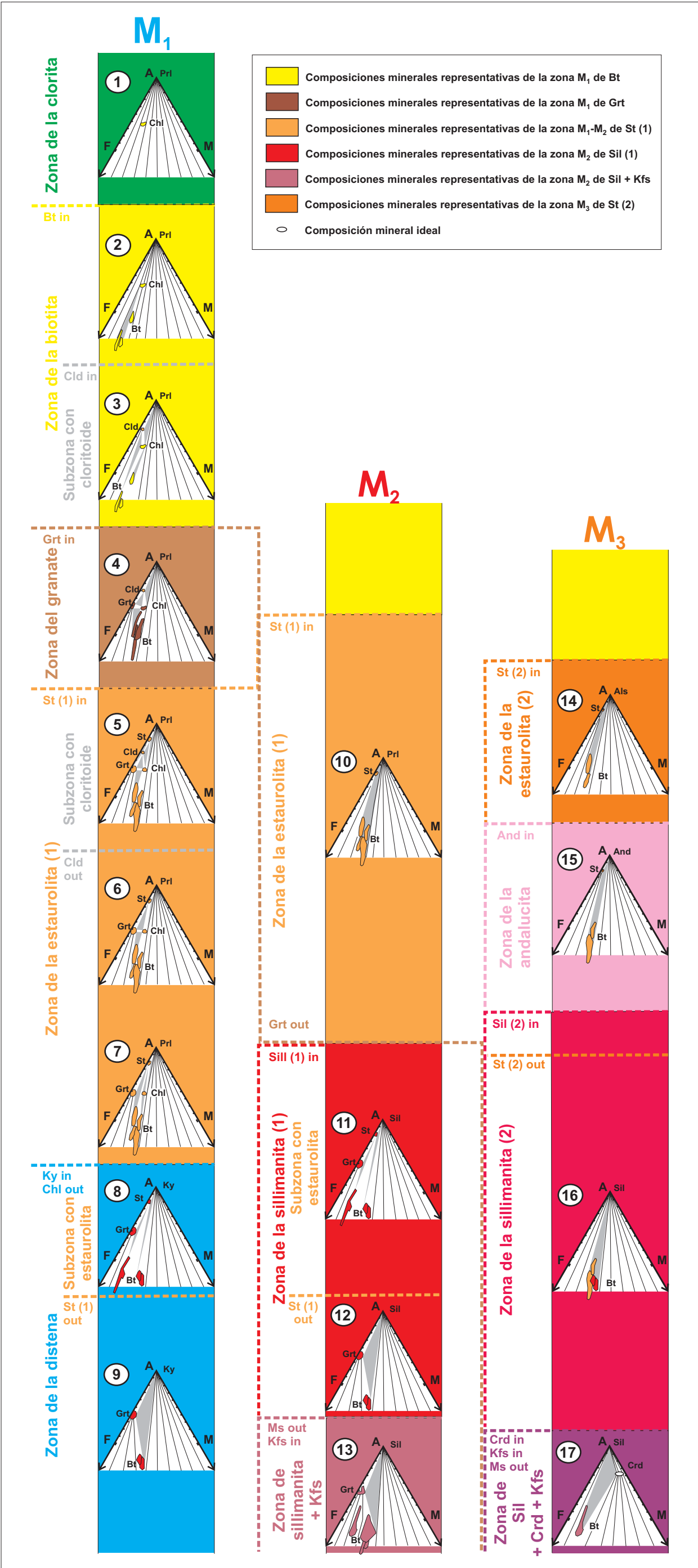
UNIDAD INFERIOR



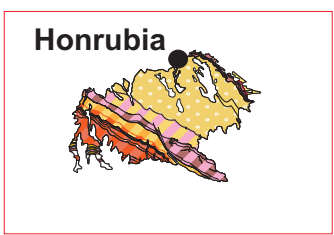
LEYENDA

- Paragneises semipelíticos
- Paragneises pelíticos
- Paragneises cuarzofeldespáticos
- Rocas de silicatos cálcicos
- Mármoles
- Areniscas feldespáticas
- Cuarcitas grafitosas y cuarcitas impuras
- Conglomerados
- Anfibolitas
- Retroeclogitas
- Ortogneises macroglandulares
- Leucogneises metagraníticos
- a) facies glandulares
- b) facies microglandulares y equigranulares
- Leucogranitos con granate y turmalina
- Aplo-pegmatitas deformadas

Fig. 17: Correlación de zonas metamórficas

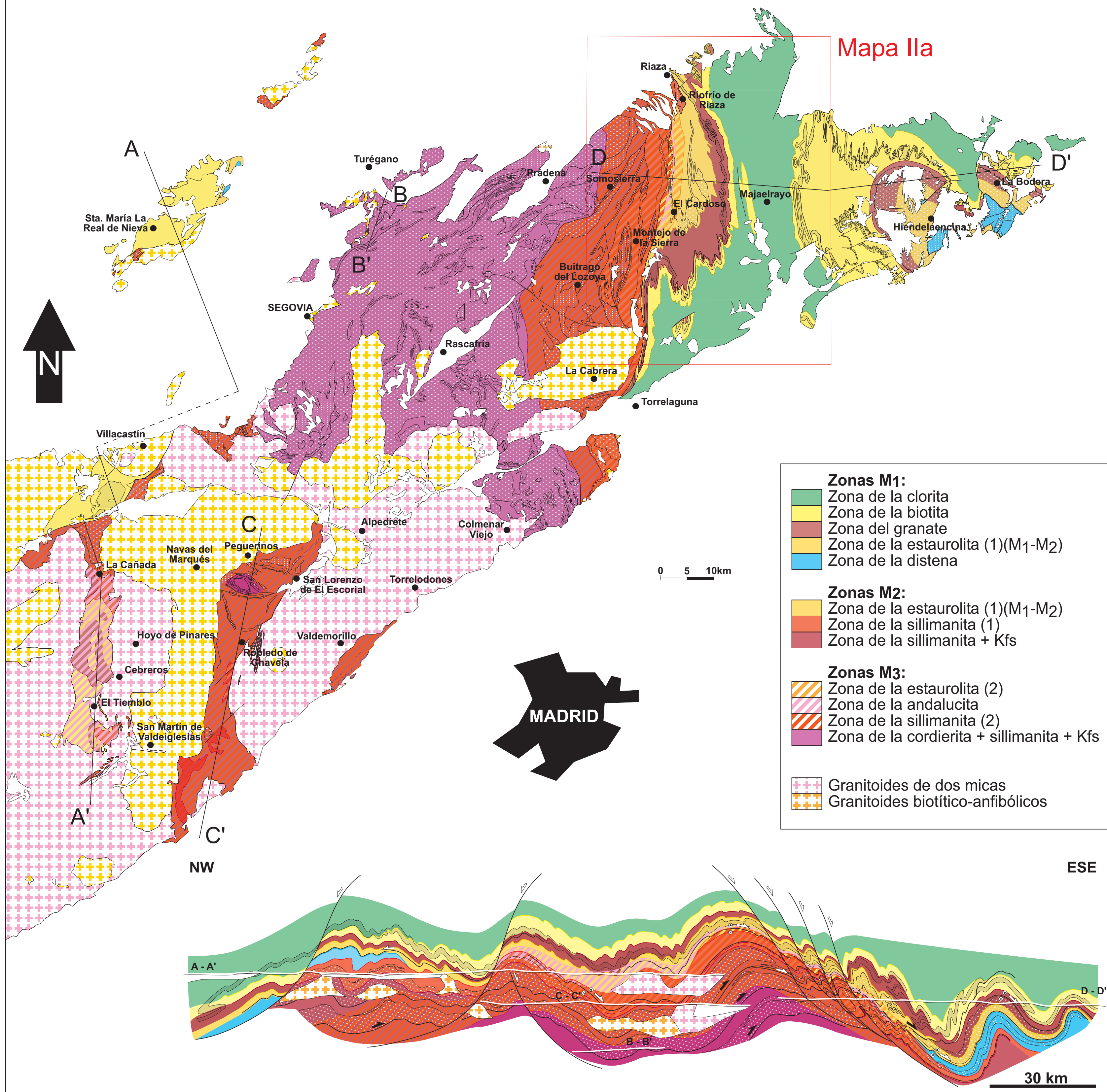


MAPA I: ZONAS METAMÓRFICAS DE LOS DOMINIOS CENTRAL Y ORIENTAL DEL SISTEMA CENTRAL

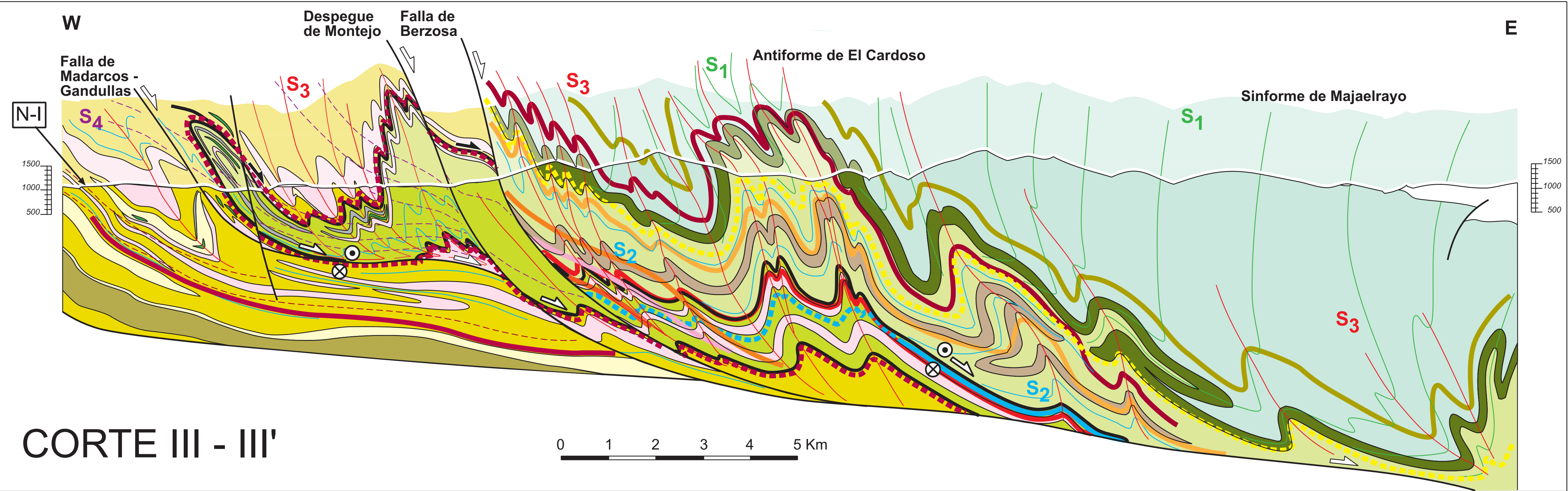
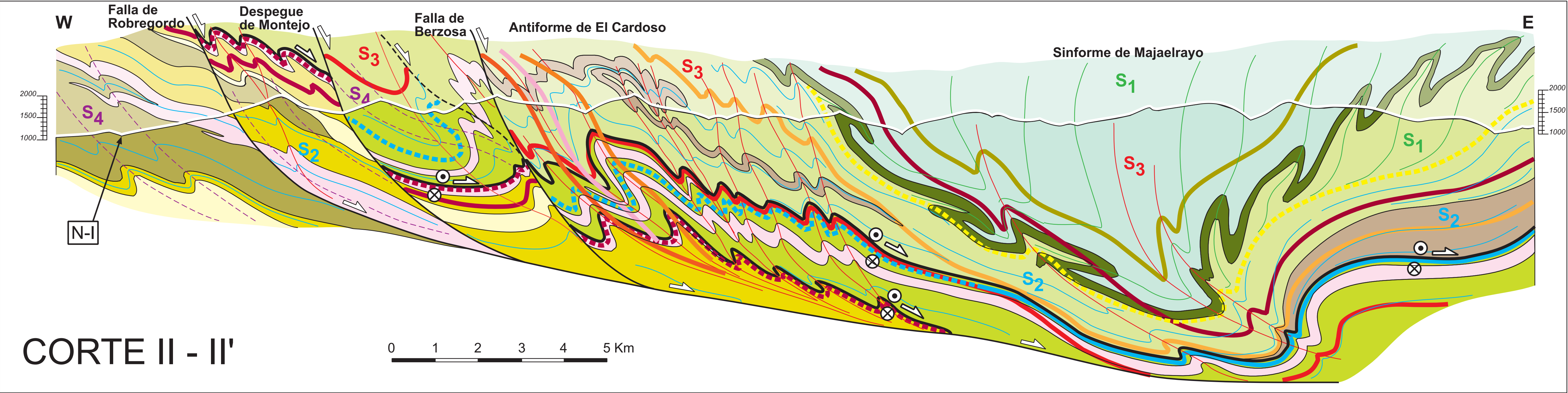
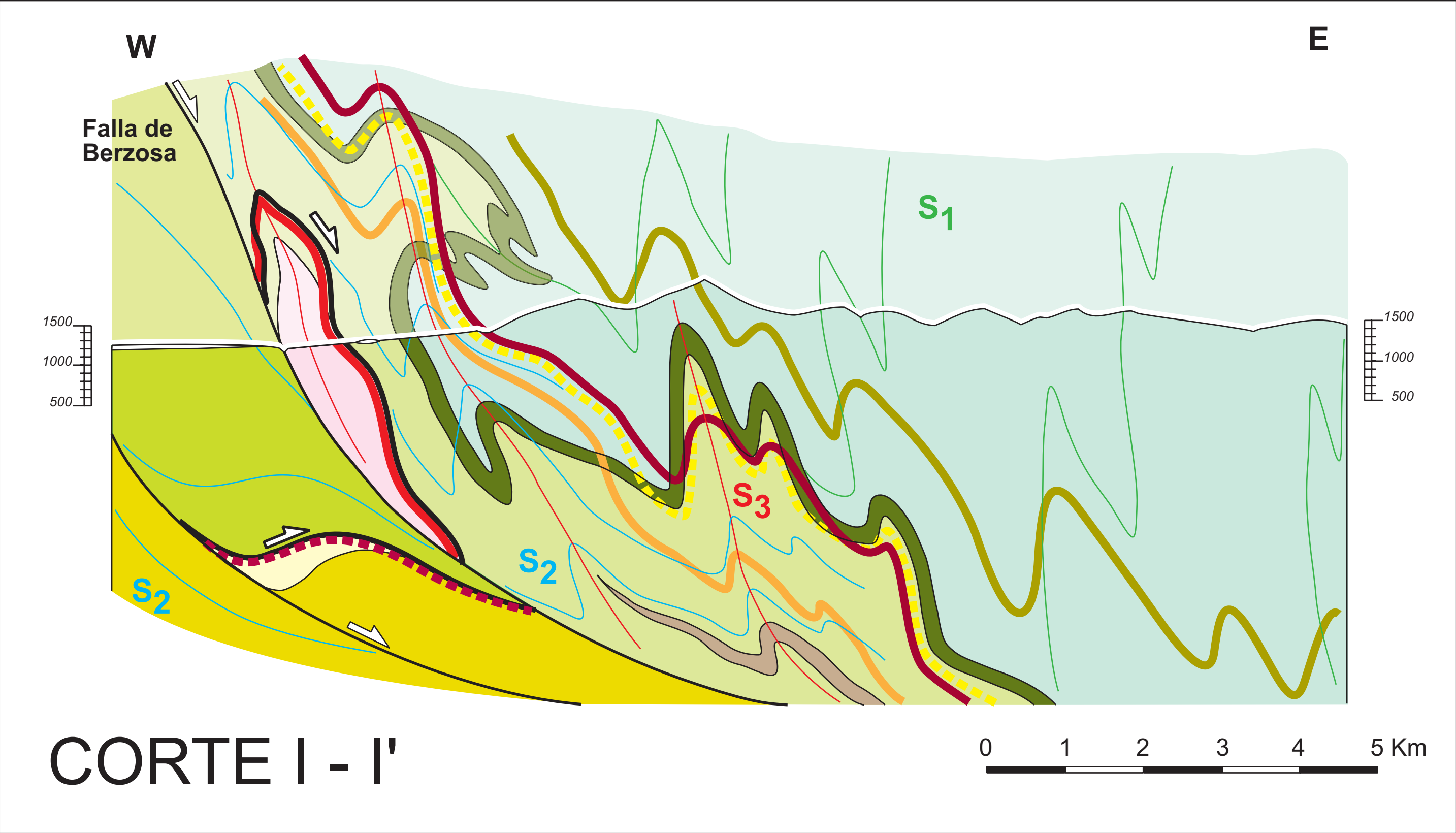


Mapa IIb

Mapa IIa

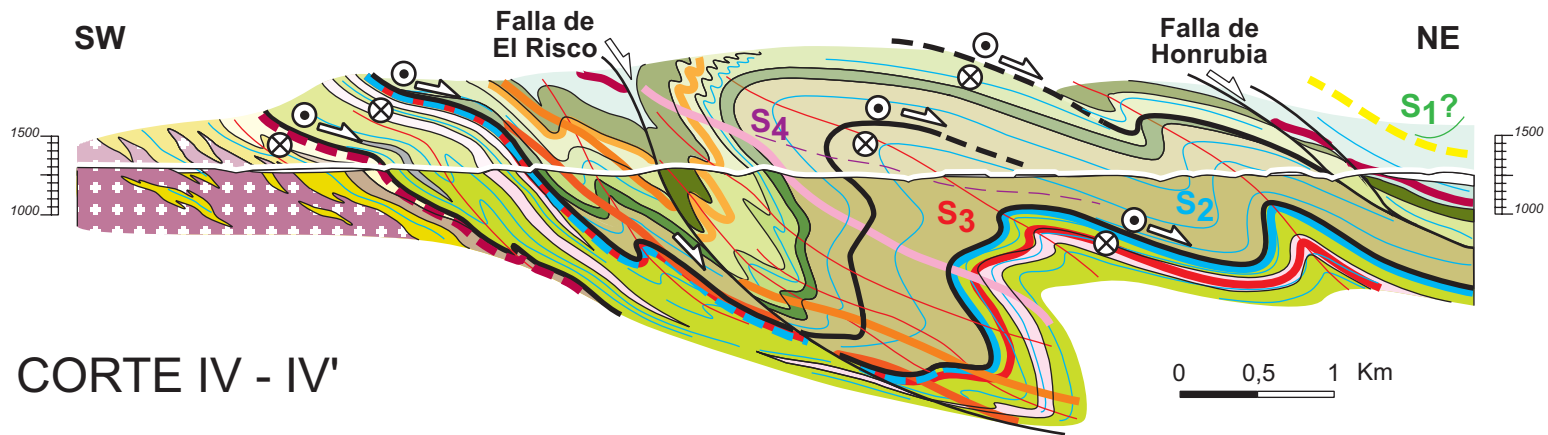
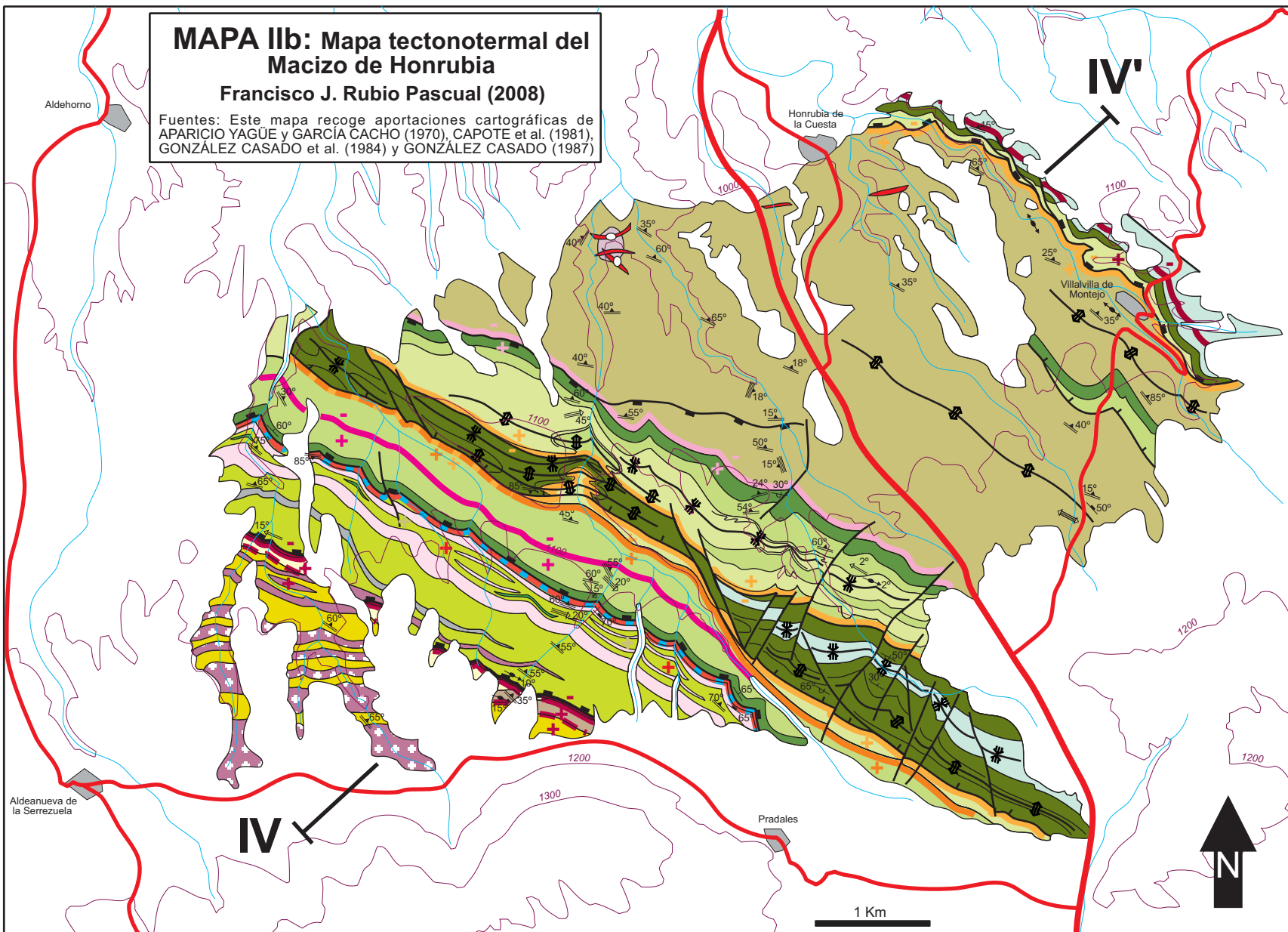


MAPA IIa: CORTES GEOLÓGICOS



**MAPA IIb: Mapa tectonotermal del
Macizo de Honrubia**
Francisco J. Rubio Pascual (2008)

Fuentes: Este mapa recoge aportaciones cartográficas de APARICIO YAGÜE y GARCÍA CACHO (1970), CAPOTE et al. (1981), GONZÁLEZ CASADO et al. (1984) y GONZÁLEZ CASADO (1987)



CORTE IV - IV'

LEYENDA

Rocas filonianas

- Diques de cuarzo
- Leucogranitos con turmalina y granate
- Aplo-pegmatitas deformadas

Unidad Superior

- Pizarras (Ordovícico Inferior-Medio)
- Cuarcitas ordovícicas (Cuarcita Armoricana)
- Cuarcitas y esquistos (Ordovícico Inferior)
- Micaesquistos (Ordovícico Inferior)
- Cuarcitas y microconglomerados basales (Ordovícico Inferior)
- Ortogneises metavolcánicos ordovícicos (Olla de Sapo)
a: leucogranitos deformados

Unidad Intermedia

- Ortogneises metagraníticos ordovícicos (Gneises tipo Berzosa)
- Esquistos (Proterozoico sup.- Cámbrico inf.)
q: cuarcitas, c: rocas de silicatos cálcicos

Unidad Inferior

- Paragneises semipelíticos (Proterozoico sup.- Cámbrico inf.)
- Paragneises cuarzofeldespáticos (Proterozoico sup.- Cámbrico inf.)
- Ortogneises glandulares migmatizados

Símbolos estructurales

- S0
- S0 invertida
- S2
- S3
- S4
- Fábricas C techo al E
- Ejes D2
- Fábricas L en la S2
- Ejes D3
- Límite S1/S2
- Extensional D2
- Traza anticlinal D3
- Traza sinclinal D3
- Extensional D4
- Fallas tardías y accidentes alpinos

Isogradas metamórficas

- Isograda del granate M1
- Isograda de la estauroлита (1) M1-M2
- Isograda de la distena M1
- Isograda de la sillimanita (1) M2
- Isograda de sillimanita + feldespato potásico M2
- Isograda de moscovita out M2
- Isograda de la estauroлита (2) M3
- Isograda de la andalucita M3
- Isograda de la sillimanita (2) M3